

**ГЕОХИМИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ
ПОРОД
современных
и древних
активных
зон**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

ГЕОХИМИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ
ПОРОД
современных
и древних
активных зон

Ответственный редактор
академик Л. В. Таусон



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1987



4446

Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. — Новосибирск: Наука, 1987.

Сборник посвящен вопросам геохимии магматических пород, формирующихся в различных геодинамических обстановках. Рассмотрены особенности состава магматических пород как современных активных зон (рифтовых зон океана, зон сочленения океан — континент), областей внутриплитового магматизма, так и древних (фанерозойских) зон палеоспрединга и докембрийских зеленокаменных поясов.

Книга предназначена для геохимиков, петрологов и геологов, интересующихся вопросами связи магматизма с геодинамическими условиями их формирования.

Рецензенты *А. И. Киселев, В. А. Макрыгина*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

канд. геол.-мин. наук **А. И. Альмухамедов**, канд. геол.-мин. наук **В. С. Антипин**, **Д. М. Волкова**, д-р геол.-мин. наук **М. И. Кузьмин** (зам. отв. редактора), **А. Б. Перепелов**

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, изучение современных активных зон Земли позволяет разрабатывать модели процессов магматизма и рудогенеза в различных геодинамических обстановках, широко применять метод актуализма к изучению геологической истории фанерозойских подвижных поясов.

Многие статьи сборника посвящены магматизму современных рифтовых зон океана, зон сочленения океан — континент, а также проблеме внутриплитового магматизма. Магматизм спрединговых зон океана рассматривается И. М. Сборщиковым, М. И. Кузьминым и Л. П. Зоненшайном. М. И. Кузьмин и Л. П. Зоненшайн предлагают вниманию читателей двухслойную модель очага под рифтовыми зонами океанов, которая позволяет объяснить многие особенности магматизма и строения океанических рифтовых зон.

Рассматриваются вопросы геохимии и магматизма Курило-Камчатской островной дуги. В статье А. Ю. Антонова и других приводятся данные геохимических исследований, проводимых в пределах Курильской островной дуги комплексной экспедицией Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. Эти исследования позволили установить геохимическую зональность, выраженную в изменении концентраций ряда редких элементов вкрест и по простиранию Курильской дуги. В статьях В. Д. Пампуры и других, В. С. Антипина и других рассматриваются вопросы геохимии отдельных элементов, место и генезис различных магматических серий в островодужной зональности.

В статье В. В. Кепежинская с соавторами показаны особенности кайнозойского внутриплитового магматизма Тувы. Геохимия этих пород с такой детальностью дается в геологической литературе впервые. Заметим, что эти данные имеют принципиальное значение при анализе кайнозойского внутриплитового магматизма, охватившего широкие пространства Азиатского континента, который часть исследователей связывает со столкновением Евразии с Индией.

Ряд статей сборника посвящен палеоактивным зонам. А. С. Мехоношин, рассматривая геохимию протерозойских метавулканитов Восточного Саяна, приходит к выводу о принадлежности комплекса изученных пород к зеленокаменным поясам, что очень важно для исследуемого района.

В заключительных статьях затронута проблема магматических пород офиолитов. Детальные геохимические исследования этих пород в Мугоджарах (Южный Урал) позволяют довольно уверенно сопоставлять образования рассматриваемого района с магматическими породами, формирующимися в зонах спрединга современных океанов.

Таким образом, сборник освещает широкий круг вопросов, связанных с особенностями состава магматических пород различных геодинамических обстановок. Для работы в целом характерен единый методологический подход, разрабатываемый в рамках теории тектоники литосферных плит.

М. И. КУЗЬМИН, Л. П. ЗОНЕНШАЙН

МОДЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА ПОД СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИМИ ХРЕБТАМИ

Глобальная система океанических рифтов, протягивающаяся более чем на 60 000 км, является ареной интенсивной тектонической (сейсмической) и магматической деятельности. Именно здесь осуществляется процесс формирования океанической коры, который идет непрерывно, все время существования океана. Большое значение в этом процессе играет магматический очаг, устанавливающийся в некоторых срединно-океанических хребтах непосредственно по геофизическим данным. В статье сделана попытка разработки модели такого очага. Вполне понятно, что для этого было необходимо вначале рассмотреть состав и соотношение пород океанической коры — основу, на которой в дальнейшем и рассматривается предлагаемая модель.

СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Океанические базальты, изливающиеся в осевых зонах срединно-океанических хребтов, получили название базальтов СОХ. Исследования, проведенные с применением подводных аппаратов, показали, что в зрелых океанах, таких как Атлантика [Bryan, Moore, 1977; и др.] или Тихий океан [Juteau et al., 1980], и в зарождающихся океанических структурах типа Красного моря [Зоненшайн и др., 1981; Альмухамедов и др., 1981, 1983] или Аденского залива [Лисицин и др., 1985], в осевых частях рифтов происходят непрерывные излияния базальтов и закономерное удревление их по мере движения от оси хребта, а состав базальтов остается удивительно постоянным (табл. 1). Первые определения состава базальтов СОХ получены в 1965 г. на очень ограниченном материале [Engel et al., 1975]. В 1981 г. К. Ведеполь [Wedepohl, 1981], используя результаты анализов, для этих пород вывел среднее. Но по большинству элементов здесь нет значимых отличий от первых (см. табл. 1), что свидетельствует о малых вариациях состава базальтов СОХ. По данным глубоководного бурения, такой же состав имеют миоценовые [Blanchard et al., 1976; Flower et al., 1977] и юрские [Bryan et al., 1977] базальты, слагающие океаническое дно (см. табл. 1).

Конечно, детальные исследования показывают, что по простиранию срединно-океанических хребтов отмечаются вариации в составе базальтов главным образом в содержаниях редких элементов. Впервые на это обратил внимание Дж. Шиллинг [White, Schilling, 1972]. Эти вариации большинство исследователей связывают с влиянием горячих точек или мантийных плюмажей на формирование первичных магм [Schilling et al., 1983]. Некоторые исследователи [Дмитриев и др., 1979, 1984] объясняют разный состав базальтов СОХ глубиной зарождения первичных магм. В ряде публикаций отмечается, что особенности динамики подъема магмы к поверхности во многих случаях оказывают влияние на состав формирующихся базальтов СОХ [Луканин, Кадик, 1983]. В последние годы установлено, что базальты СОХ, формирующиеся в срединно-океаниче-

Таблица 1

Состав (окислы в %) и содержание редких элементов (г/т) в базальтах срединно-океанических хребтов

Компонент	Базальты СОХ (среднее)		Красное море	Аденский залив (рифт Таджюра)	Хребты		Восточно-Тихоокеанское поднятие (SYAMEX)
					Рейкьянес	Срединно-океанический (FAMOUS)	
	[Engel et al., 1975]	[Wedepohl, 1981]	[Альмухамедов и др., 1981, 1983]			[Bryan, Moore, 1977; White, Braun, 1977]	[Juteau et al., 1980]
SiO ₂	49,3	49,14	50,86	49,39	49,82	50,25	49,66
TiO ₂	1,5	1,17	1,14	1,45	1,08	1,02	1,40
Al ₂ O ₃	17,0	15,64	14,23	14,66	14,67	15,53	15,20
FeO	8,6	9,14	10,99	11,54	11,09	9,17	9,66
MgO	7,2	8,22	7,58	7,59	8,36	9,11	8,21
CaO	11,7	11,84	11,89	11,52	12,15	11,89	12,07
Na ₂ O	2,73	2,40	2,01	2,39	1,94	2,31	2,43
K ₂ O	0,17	0,20	0,13	0,29	0,06	0,15	0,12
P ₂ O ₅	He опр.	0,12	0,08	0,20	0,08	He опр.	0,17
Rb	1,2	4,9	3,1	4,4	1,1	4,5	1,3
Ba	14	48	47	108	30	55	24
Sr	115	134	87	128	90	105	124
Zr	95	85	76	112	102	He опр.	94
Nb	—	11,2	3,5	8,3	1,3	—	—
Ce	16	15,6	10,4	19	7,6	13,4	—
Nd	14	11,8	7,4	11	7,5	—	—
Eu	1,9	1,11	1,1	1,3	0,9	0,97	—
Yb	3,9	3,29	3,2	2,7	3,5	2,5	—
Y	43	29	26	22	23	—	—
Cr	300	317	150	230	370	315	—
Ni	100	144	177	107	136	135	133
Co	32	45	68	38	46	40	—
V	290	252	231	344	295	230	—

ских хребтах с различной скоростью спрединга, отличаются концентрациями титана. В. В. Матвеевков [1983] связывает это с различиями процессов эволюции магм в низко- и высокосрединных хребтах. В последних в связи с высоким тепловым потоком происходит быстрое, транзитное излияние базальтовых магм. В низкосрединных хребтах магма по мере подъема к поверхности проходит «зону» фракционирования клинопироксена — минерала-концентратора титана, что приводит к потере этого элемента в остаточных расплавах, в результате — к более низким содержаниям его в базальтах. Однако эти различия очень незначительны, меньше, чем отличия базальтов СОХ от базальтов других геодинамических обстановок [Кузьмин, 1985].

Базальты СОХ обычно представлены оливиновыми толеитами с преобладанием в высокосрединных хребтах афировых, а в низкосрединных — порфировых разновидностей. В порфировых базальтах среди вкрапленников отмечаются: плагиоклаз (№ 60—70), как наиболее распространенный минерал, оливин (содержание форстеритовой составляющей — 70—85%) и пироксен (обычно авгит с вариациями состава от салита до ферросалита). На диаграмме АФМ базальты СОХ формируют толеитовый тренд дифференциации. Отличительная черта базальтов СОХ — очень низкие содержания калия (не более 0,2—0,25%) и практически всех литофильных редких элементов (см. табл. 1). Соответственно, они имеют высокие значения величин К/Rb (400—1400) и низкие Rb/Sr (0,01—0,03) и Ba/Sr (0,1—0,35) отношений. Содержания в базальтах СОХ элементов

группы железа (Cr, Ni, Co) высокие, что свидетельствует о большой степени плавления мантийного вещества при образовании первичных магм. В процессе фракционирования содержания этих элементов в остаточных расплавах падают. Спектр распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в базальтах СОХ близок к хондритовому. Правда, в ряде случаев на графиках, нормированных по отношению к хондриту содержания РЗЭ, можно видеть несколько меньшие содержания легких лантаноидов по сравнению с тяжелыми, что резко отличает базальты СОХ от остальных базальтов и, в частности, от толеитовых базальтов трапповой формации. Следует подчеркнуть, что базальты разных океанов имеют практически идентичные спектры РЗЭ, что может указывать на постоянство состава источника этих пород.

Таким образом, в петро- и геохимическом отношении базальты СОХ имеют выдержанный состав. Очень постоянен и изотопный состав этих базальтов. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них 0,7028, в то время как в базальтах, связанных с внутриплитовым магматизмом, например, в базальтах океанических островов, оно 0,7037 и более [Фор, Пауэлл, 1974]. Они обеднены также радиогенным свинцом по отношению к базальтам других геодинамических обстановок [Тацумото и др., 1984]. Отношение же $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах океанических островов несколько ниже чем 0,513, а в базальтах СОХ оно 0,513—0,5133 [O'Nions et al., 1980]. Все это свидетельствует о гомогенности источника базальтов СОХ и его обедненности некогерентными мантийными элементами. Обычно этот источник рассматривается как вещество истощенной мантии. Так как в срединно-океанических хребтах к поверхности Земли подходит астеносфера, то именно этот слой, очевидно, представляет собой истощенную мантию. Постоянство состава астеносферного слоя определяется, скорее всего, интенсивно проходящими в нем процессами перемешивания, которые обеспечиваются конвективными потоками.

Постоянство состава базальтов СОХ во времени и пространстве необходимо учитывать при разработке модели очага. Очевидно, это может быть обеспечено при условии постоянного пополнения магматического резервуара расплавами, поступающими из глубины астеносферного слоя. Не выясняя причины выплавления магмы из мантийного вещества, следует заметить, что такие выплавки происходят эпизодически [Подводные геологические исследования..., 1985], когда, очевидно, в результате раздвижения плит происходит снижение давления до критического уровня. Представления о постоянно пополняющейся камере являются исходными в современных моделях магматического очага под спрединговыми хребтами [Pallister, Hopson, 1981].

РАЗРЕЗ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ И СОСТАВ СЛАГАЮЩИХ ЕЕ ПОРОД

Одной из главных особенностей строения океанической коры всех абиссальных котловин Мирового океана является ее четкая геофизическая стратификация. Верхний, первый, слой с сейсмическими скоростями около 2 км/с и мощностью до 0,6—0,7 км, как показывают данные глубоководного бурения, сложен глубоководными осадками; второй слой имеет скорости поперечных сейсмических зон 4,0—5,5 км/с, мощность в среднем около 2 км. Верхняя часть его, по данным глубоководного бурения, сложена подушечными лавами. Для третьего слоя характерны сейсмические скорости 6,5—7,5 км/с, мощность его 3—6 км. По результатам драгирования уцелий трансформных разломов он сложен комплексом изверженных пород основного и ультраосновного состава [Engel et al., 1975; Геофизика..., 1979; Bonatti et al., 1979; Кашинцев и др., 1982; Лисицин и др., 1982]. Третий слой подстилается границей Мохоровичича. Мощность океанической коры обычно не превышает 8—9 км.

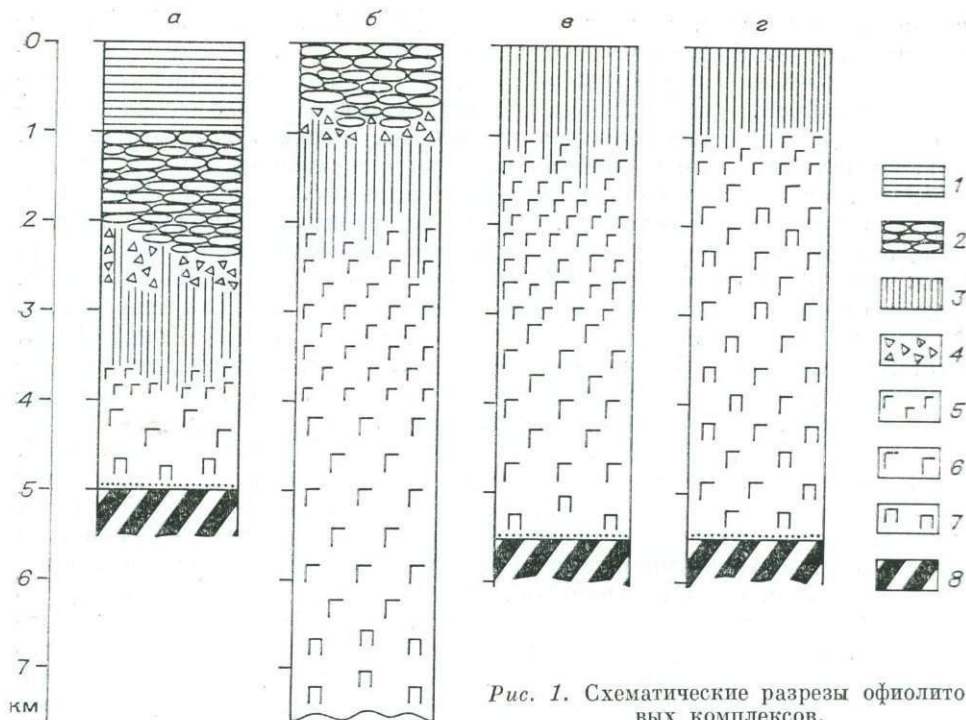


Рис. 1. Схематические разрезы офиолитовых комплексов.

а^{*} — хантайширского, Западная Монголия; б — мугоджарского, Южный Урал; в, г — два различных выхода офиолитов Омана, по [Pallister, Norson, 1981] с упрощениями. 1 — осадочные породы; 2 — лавы; 3 — эруптивные брекчии; 4 — дайковая серия; 5 — изотропные габбро; 6 — кумулятивные габбро; 7 — кумулятивные породы ультраосновного состава; 8_г — метаморфизованные и тектонизированные гипербазиты.

Установлено, что разрез офиолитовых комплексов хорошо сопоставим с разрезом океанической коры [Шейве, 1969; Колман, 1974, 1979; Moores, Jackson, 1974; Зоненшайн, Кузьмин, 1978]. Это подтверждается непосредственными измерениями прохождения сейсмических волн в разрезах из офиолитовых комплексов [Karson, 1982]. Приведем разрезы нескольких офиолитовых комплексов (рис. 1). Верхи разрезов сложены маломощной толщей метаморфизованных осадков, которые параллелизуются с первым, верхним, слоем океанической коры. Второй слой офиолитовых комплексов — базальтовый, верхи его сложены подушечными лавами, которые вниз по разрезу сменяются горизонтом пластинчатых параллельных даек, заполняющих, как видно в ряде обнажений, до 90—98% площади выходов этих пород. Дайки служат подводными каналами для изливающихся на поверхность подушечных лав; наличие даек — лучшее подтверждение процессов растяжения, господствующих при формировании офиолитов [Мурс, Вайн, 1973; Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Колман, 1979]. Геофизики в ряде мест уже давно выделяют внутри базальтового слоя океана слой 2А, определяемый как слой подушечных лав, и слой 2Б, обычно сопоставляемый с дайковым слоем офиолитов. Недавно пробуренная в Тихом океане между Галапагосскими островами и побережьем Южной Америки на глубину 1 км скв. 504-В [Anderson et al., 1982] подтвердила данные геофизиков. До глубины 575 м базальтовый слой в этом районе сложен подушечными лавами, ниже, от 575 до 780 м, появляются многочисленные дайки среди лав, далее отмечаются дайки, представленные массивными базальтами, а подушечные лавы не отмечены. Дайки непосредственно наблюдались под базальтами в крупном тектоническом уступе рифтовой зоны хр. Рейкьянес.

Под базальтами лав и даек в офиолитах фиксируется комплекс интрузивных пород, который делится на два горизонта (см. рис. 1): габбровый и пироксенитовый [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]. В составе габбрового горизонта выделяются (сверху вниз) гипидиоморфно-зернистые, равно-

мерно-зернистые или, как их называют [Pallister, Hopson, 1981], изотропные габбро. Далее отмечаются переходные, т. е. имеющие гипидиоморфно-зернистые и кумулятивные структуры, и в самом низу — кумулятивные габбро. Иногда в этом же горизонте среди кумулятивных габбро наблюдаются кумулятивные анортозиты. Второй, пироксенитовый, горизонт имеет более основной состав и сложен целиком кумулятивными породами, среди которых отмечаются вебстериты, верлиты, дуниты, а иногда и кумулятивные габбро. Геофизические данные [Moore, Jackson, 1974] позволяют выделить два горизонта и в третьем слое океанической коры: слой 3А со скоростью 6,2—7,0 км/с и слой 3В — 7,1—7,8 км/с. Сходство интрузивных пород океана, поднятых с нижних горизонтов трансформных ущелий или впадин типа впадины Хесса [Engel et al., 1975; Лисицин и др., 1982; Кашинцев и др., 1982], с интрузивными членами офиолитовых комплексов позволяет полагать, что слой 3А в основном габбровый, а слой 3В — пироксенитовый.

Детальное изучение офиолитовых разрезов [Кузьмин и др., 1983, 1985] показывает, что снизу вверх по разрезу закономерно происходит смена более основных пород (пироксенитов) и габбро, представленных кумулятивными разностями, гипидиоморфно-зернистыми изотропными габбро. В самом верху интрузивной части разреза офиолитов появляются жилы тоналитов и плагиогранитов, что указывает на большую степень дифференциации магматических расплавов. Изучение химического состава пород, их геохимии позволило установить генетическую общность всех магматических пород офиолитов. Состав диабазов даек и лав обычно хорошо сопоставим с составом верхнего изотропного габбро [Колман, 1979; Кузьмин и др., 1983]. Все это позволяет полагать, что интрузивные породы офиолитовых разрезов представляют собой остатки магматического очага, ответственного за формирование всех магматических пород офиолитовых ассоциаций [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Pallister, Hopson, 1981]. Раз в магматическом очаге зарождаются все члены офиолитовых разрезов, то он должен, с одной стороны, регулировать процессы кристаллизационной дифференциации, которые определяют широкий набор образующихся в очаге пород, с другой — быть способным в любой момент поставлять на поверхность океанического дна строго постоянный, отвечающий базальтам СОХ, состав магматических расплавов. В связи с этим можно полагать, что состав и особенно соотношения магматических пород, генерируемых очагом, должны варьировать. Действительно, даже в разрезах единого офиолитового комплекса, например Оманского (см. рис. 1), соотношения пород габбрового и пироксенитового горизонтов сильно меняются от разреза к разрезу. Очевидно, возможность изменять соотношения кристаллизующихся магматических пород даже в различных частях очага позволяет сохранять постоянным состав остаточных расплавов, отвечающих базальтам СОХ, которые изливаются на океаническое дно.

В осевых частях быстро раскрывающихся спрединговых зон, например в Восточно-Тихоокеанском поднятии (далее ВТП), геофизики фиксируют близповерхностный магматический очаг [Rosendahl, 1976; Rosendahl et al., 1976]. Он располагается на глубинах около 2 км — под вторым слоем океанической коры — и распознается по задержкам сейсмических волн, т. е. по наличию зоны пониженных сейсмических скоростей, содержащей по данным интерпретации не менее 30% жидкого расплава. Ширина очага совпадает с шириной тектонической зоны — 20 км, а мощность его составляет 5—6 км, т. е. он расположен на месте третьего океанического слоя, который, как известно, в осевых частях океанических хребтов отсутствует. По мере движения от оси рифта третий слой как бы замещает слой пониженных скоростей, что можно объяснять рождением интрузивных пород этого слоя по мере застывания магматического очага. За пределами осевой зоны срединно-океанических хребтов земная кора не претерпевает существенных изменений, она постоянна и с помощью механизма спрединга, очевидно, распространяется по всему океану.

Существующие геофизические методы не позволяют установить магматический очаг под срединно-океаническими хребтами, характеризующимися низкими скоростями спрединга. Возможно, в случае его существования, а по наличию современных вулканических излияний такое предположение вполне правомерно, мощность очага или количество в нем магматического расплава значительно меньше, чем в ВТП. Однако ширина зоны современной тектонической и магматической активности в этих спрединговых центрах сопоставима с ВТП [Подводные геологические исследования..., 1985]. Это позволяет предполагать, что и ширина магматического очага в обоих типах хребтов почти одинакова.

Генерация магматическим очагом второго и третьего слоев океанической коры при условии постоянного состава изливающихся базальтов является еще одним необходимым ограничением при разработке модели очага под срединно-океаническими хребтами. При этом важно решить вопрос, каким должен быть состав расплава, из которого рождаются породы океанического дна.

ПЕРВИЧНЫЕ МАГМЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Выдержанность состава базальтов СОХ во всей системе океанических рифтов Земли, как уже отмечено, не зависит от возраста пород, слагающих океаническое дно, и позволяет исследователям полагать, что первичные магмы имеют состав, близкий и сопоставимый с этими базальтами, и соответствует в первом приближении оливиновому толеиту [Дмитриев и др., 1979; Basaltic..., 1981; Луканин и др., 1983]. Такой вывод, казалось бы, находит подтверждение в том, что расплавные включения в оливинах из базальтов СОХ по составу отвечают, как правило, оливиновому толеиту. Высокие содержания никеля (до 300 г/т) в наиболее примитивных составах СОХ тоже, как будто, подтверждают эту точку зрения. Действительно, полученные в результате экспериментов значения коэффициентов распределения никеля между оливином, пироксенами и расплавом показывают, что именно такие содержания этого элемента должны быть в магме, образованной при 10—30%-ном плавлении вещества мантии. Однако, как справедливо замечено [Basaltic..., 1981], экспериментальные данные по коэффициентам распределения получены для расплавов менее магнезиальных, чем оливиновые толеиты, для последних коэффициенты могут быть ниже, а содержания в первичных расплавах, соответственно, должны быть выше, чем наблюдаемые в базальтах СОХ.

Базальтовый состав первичной магмы затрудняет трактовку образования всей гаммы океанических пород из единого очага. Наверное, не случайно большинство исследователей офиолитовых комплексов давно пришли к выводу о том, что для магматических пород офиолитов родоначальной должна быть пикритовая магма [Колман, 1979]. Это подтверждается наличием в офиолитах разностей с высокими содержаниями магния. Составы, близкие к пикритовым, отмечаются особенно часто среди дайковых образований [Мурс, Вайн, 1973; Gale, 1973; Кузьмин и др., 1983]. Эксперименты по плавлению океанических базальтов также подтверждают пикритовый состав первичных магм. Согласно данным [O'Nara, 1968; Stolper, 1980] в обычных базальтовых магмах, т. е. в расплавах с базальтовым содержанием MgO, ортопироксен не появляется ни при каких условиях. В то же время, он вместе с оливином представляет собой ликвидусную фазу пикритовых расплавов. Ультраосновные породы — представители верхней мантии в океане, обычно встречаются в зонах трансформных разломов, сложены оливином и ортопироксеном. Многие рассматривают их в качестве реститов, остающихся после выплавления из вещества мантии первичных магм (например, [Дмитриев, 1973]; и др.). Можно полагать, что именно пикриты наиболее вероятные представители первичных мантийных магм.

Следует заметить, однако, что данные эксперимента не могут приниматься как окончательные. Например, при плавлении базальтов района FAMOUS при давлениях 10—12 кбар на ликвидусе отмечался ортопироксен [Bender et al., 1978]. Возникает необходимость осторожно интерпретировать экспериментальные данные, тем более, что существуют трудности идентификации образующихся фаз, и не всегда в экспериментах достигается равновесие между кристаллами и расплавом, что справедливо отмечено И. Д. Рябчиковым и др. [1980]. Эти авторы считают, что наиболее информативны для интерпретации первичных составов выплавляемых в мантии магм расчетные данные, основанные на результатах по распределению компонентов между расплавами и кристаллами в интервале плавления базальтовых жидкостей. Такие расчеты показывают, что плавление мантийного перцолита ($P > 10$ кбар) должно приводить к появлению расплавов, богатых магнием — от пикритовых до коматиитовых, которые, по мнению этих исследователей, и должны быть родоначальными для базальтов СОХ.

Таким образом, большинство имеющихся данных указывает на пикритовый состав родоначальных для базальтов СОХ магм. Однако возникает вопрос — почему породы пикритового состава очень редки в офиолитовых комплексах и практически не известны среди пород океанического дна? Некоторые исследователи [Stolper, Walker, 1980] считают, что плотность пикритовых магм значительно превышает плотность земной коры, что не позволяет им изливаться на поверхность и заставляет задерживаться в низах коры в виде интрузивных тел. Во всяком случае, «парадокс» отсутствия пикритов среди вулканических пород океана накладывает еще одно ограничение на модель очага под срединно-океаническими хребтами.

МЕХАНИЗМ, РЕГУЛИРУЮЩИЙ СОСТАВ ИЗЛИВАЮЩИХСЯ ИЗ ОЧАГА МАГМ

Принимая пикритовый состав, поступающий в очаг магмы, и учитывая экспериментальные данные по плавлению мантийного вещества [Грин, Рингвуд, 1968], можно представить пополнение камеры магматическим расплавом следующим образом. В астеносфере, возможно, в результате гравитационной неустойчивости [Рингвуд, 1981] начинается подъем частично расплавленного (1% выплавки) мантийного вещества, т. е. подъем мантийного диапира, по мере подъема которого должна увеличиваться степень частичного плавления поднимающегося вещества. Когда степень плавления достигает 10—30%, жидкость отделяется от респитовых тугоплавких кристаллов. Поскольку магматические камеры фиксируются в осях срединно-океанических хребтов на глубинах 6—10 км, можно полагать, что именно на этих глубинах, т. е. при давлениях 3—5 кбар, происходит сегрегация магм. При больших степенях плавления (20% и более) мантийного перцолита состав отделяющегося на этих глубинах расплава должен отвечать пикриту [Рингвуд, 1981]. Очевидно, в осях срединных зон за счет раздвижения плит и, как следствие, снятия гидростатической нагрузки происходит постоянный подъем таких мантийных диапиров, в результате чего магматический очаг регулярно пополняется новыми порциями пикритового расплава.

Процессы фракционной дифференциации, свойственные камере, не могут, естественно, обеспечить постоянство изливающихся из очага магм, если объем поступающей в очаг магмы не будет в значительной степени преобладать над количеством магмы, которая кристаллизуется и изливается из него. Если учесть ограниченные объемы очага под срединно-океаническими хребтами, как это показано выше, то такое допущение невозможно. Очевидно, должен существовать какой-то механизм, позволяющий камере принимать новые порции расплава, дающий возможность ему фрак-

ционировать, но постоянно сохраняющий какое-то его количество строго определенного состава, который бы он мог в любой момент извергнуть на океаническое дно. Н. Л. Добрецов [1981], не вдаваясь в детали такого механизма, назвал его паратексисом.

Представляется, что такой механизм допустим, если принять двухслойную модель очага, признанную и разрабатываемую в настоящее время рядом исследователей [Huppert, Sparks, 1980; Huppert, Turner, 1981; Huppert et al., 1983]. Такой магматический очаг должен принимать внизу плотную пикритовую магму, а сверху изливать магму, отвечающую по составу базальтам СОХ. Эти магмы не смешиваются, существуют изолированно. Но по мере прохождения циклов фракционирования в нижней магме она по свойствам приближается к верхней жидкости, и, проходя в этом случае через зону раздела, пополняет верхнюю часть очага. Воспроизвести такой очаг с силикатными расплавами трудно, поэтому выполнены моделирующие эксперименты с растворами солей KNO_3 , $NaNO_3$, K_2CO_3 [Huppert, Turner, 1981; Huppert et al., 1983]. Они показали возможность существования камер с несмешивающимися разноплотностными и разнотемпературными жидкостями и дали представление о механизме эволюции и смешения растворов в таких камерах.

Важно подчеркнуть постоянное существование в камере двух разноплотностных жидкостей, в каждой из которых происходит конвективное перемешивание, а граница между ними очень четкая. Из нижней насыщенной жидкости, в качестве ее используется обычно KNO_3 , начинают по мере уменьшения температуры выпадать кристаллы (кумуляты). Установлено, что рост кристаллов от дна камеры происходит быстрее, чем во взвешенном состоянии в самом растворе. По мере выпадения кристаллов нижняя жидкость становится легче и приближается по температурно-плотностным характеристикам к верхней, в качестве которой обычно используются растворы солей $NaNO_3$ или K_2CO_3 . Легкая жидкость в нижней части камеры благодаря процессам конвекции собирается под границей раздела, граница начинает распадаться и жидкости перемешиваются, т. е. происходит пополнение верхней части камеры. Как отмечено [Huppert, Turner, 1981; Huppert et al., 1983], характер смешения жидкостей в самой камере и темпы выпадения кристаллов в нижней ее части определяются многими причинами: способом и количеством поступающего в низ камеры горячего раствора, температурными градиентами и т. д. Это требует дальнейшего изучения, но важно то, что эксперименты показали реальную возможность существования двухслойных камер.

Однако существуют ли такие камеры в природе? Доказательством таких построений могут служить данные по плотностным характеристикам океанических базальтов и пикритов. Р. Спарком с соавторами [Sparks et al., 1980] проведен анализ вариаций плотностей базальтов СОХ разных районов Мирового океана и фракционированных по отношению оливина пикритов (рис. 2). С учетом толеитового тренда дифференциации океанических базальтов показателем степени фракционирования первичных расплавов является отношение $Mg/(Mg + Fe^{2+})$. Наибольшей плотностью характеризуются пикритовые расплавы, причем нефракционированные гипотетические составы пикритов по плотности соответствуют пикритам Исландии. По мере выпадения в твердую фазу оливина в ходе фракционирования в пикритовых расплавах закономерно уменьшается плотность, и по этой характеристике они становятся идентичными наиболее примитивным (наименее фракционированным) базальтам СОХ. В свою очередь, фракционирование базальтовых расплавов не только за счет кристаллизации оливина, но также пироксена и плагиоклаза приводит к увеличению плотности остаточных жидкостей. Таким образом, именно в зоне контакта двух расплавов внутри очага могут существовать магмы близкого состава, которые и будут смешиваться.

Таким образом, экспериментальные данные и плотностные характеристики природных базальтов позволяют считать вероятным существование под срединно-океаническими хребтами двухслойной магматической

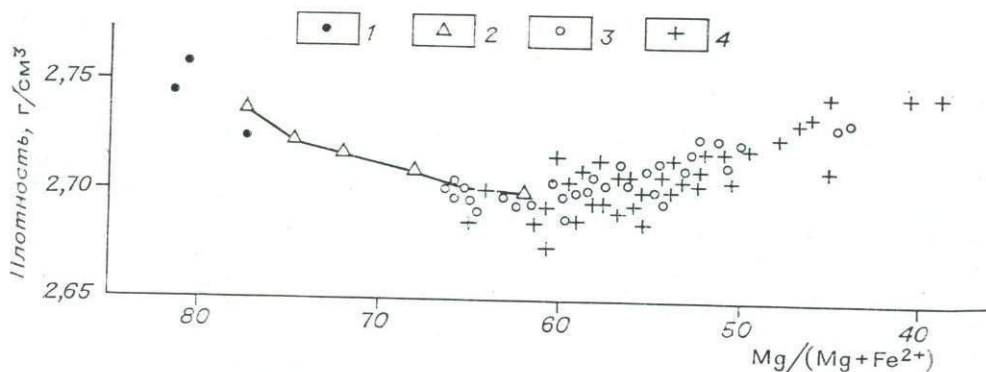


Рис. 2. График зависимости плотности базальтовых расплавов от магнезиальности, по [Sparks et al., 1980].

1 — пикриты, Исландия; 2 — расчетные пикритовые расплавы, формирующиеся при фракционировании 5, 10, 15, 20% оливина (Fo_{90}); 3, 4 — природные образцы стекол Срединно-Атлантического хребта (3) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (4).

камеры. Такая камера дает возможность учитывать ограничения в модели очага, которые мы отмечали выше. Во-первых, эта модель согласуется с положением о том, что родоначальной для океанических пород является пикритовая магма, т. е. магма такого состава, которая способна образовывать породы второго и третьего слоя океанической коры. Во-вторых, пространственное расположение пикритов внизу камеры, из которой, очевидно, формируются главным образом интрузивные породы третьего слоя, вполне объясняет редкость «пикритовых» составов среди вулканических пород океана. Наконец, несмотря на широко проявленные процессы дифференциации в магматической камере, магмы верхней части очага могут появляться только в строго определенных условиях: после выпадения не менее 15—20% оливина в нижней части очага, что определяет постоянство состава расплавов в верхней его части, а соответственно, постоянство состава базальтов СОХ.

Конечно, динамика развития очага, т. е. скорость поступления в него пикритовой магмы и скорость его опустошения, как следует из экспериментов, должна существенно влиять на состав и соотношения формирующихся магматических пород. В свою очередь, скорости поступления и излияния магмы из очага, расположенного под океаническими рифтовыми зонами, должны зависеть от скорости спрединга. На это указывают различия в морфологии, строении и геофизических полях осевых зон срединно-океанических хребтов с разной скоростью раскрытия [Леписон и др., 1977; Геофизика..., 1979; Подводные..., 1985]. В первую очередь об этом говорит присутствие рифтовой долины и обрамляющих ее рифтовых гор в срединно-океанических хребтах с малой скоростью спрединга, в то время как для осевых зон высокоспрединовых хребтов характерно горстовое поднятие. Несмотря на то, что спрединговые зоны изостатически уравновешены, в хребтах с низкой скоростью раскрытия отмечаются узкие отрицательные (до 50 мгал) аномалии над рифтовыми долинами и такой же интенсивности положительные аномалии над рифтовыми горами. В высокоспрединовых хребтах никаких гравитационных аномалий не отмечено, но в них под осью рифта в мантии (о чем уже сказано выше) фиксируется низкоскоростная зона, которая может быть интерпретирована как магматический очаг. Такой зоны в низкоскоростных срединно-океанических хребтах не наблюдается. В связи с этим целесообразно рассмотреть отдельно модели магматических очагов для высоко- и низкоспрединовых хребтов.

МАГМАТИЧЕСКИЙ ОЧАГ ВЫСОКОСПРЕДИНГОВОГО СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Согласно геофизическим данным [Rosendahl, 1976], ширина очага должна быть 20—30 км, глубина в центре — 5—6 км (по мощности третьего слоя), форма — воронкообразная, как в модели Дж. Паллистера и К. Гопсона [Pallister, Hopson, 1981]. Приводим поперечное сечение очага от центра к краю (рис. 3). По простиранию единая магматическая камера может быть прослежена, очевидно, вдоль оси срединно-океанического хребта на отрезке, заключенном между двумя соседними трансформными разломами. Покрышкой камеры служит базальтовый слой из даек и лав мощностью 2 км. Толщина этой твердой покрышки возрастает к периферии за счет подслаивания, или «подмерзания», пород снизу. Подошвой камеры, исключая самую осевую зону, служат слои кумулятов, отложившиеся в предшествующие моменты ее развития. Вблизи оси на дне, очевидно, выходят метаморфизованные перидотиты — тугоплавкий остаток астеносферы, еще не успевший покрыться кумулятами. Каждый раз под остаточный, уже существенно базальтовый, расплав вспрыскивается новая тяжелая и разогретая порция пикритового расплава. Устанавливается система двухслойной несмешивающейся жидкости. Из верхнего базальтового слоя поступают порции магмы наверх, питая вулканические излияния на дне и наращивая базальтовый слой. В нижнем пикритовом слое идет дифференциация. Тугоплавкие и более тяжелые минералы, в первую очередь оливин, возможно, пироксен, оседают на дно, постоянно наращивая нижнюю часть океанической коры, которая отвечает низам расслоенной серии офиолитовых комплексов или слою ЗБ океанической коры. Расплав все более приближается по составу к базальтовому и в конечном счете смешивается с верхним слоем, пополняя его объем. В периферийных частях камеры температура, очевидно, существенно снижается по сравнению с осевой, и здесь в первую очередь базальтовый расплав должен застывать и формировать габбро. Последнее, как известно по офиолитовым комплексам, может быть однородным (изотропным) и расслоенным. Изотропное габбро кристаллизуется, вероятно, при застывании всей массы базальтового расплава внутри камеры, тогда как расслоенное, скорее всего, образуется за счет осаждения кристаллов на дно камеры, т. е. кумулятивным путем.

Каковы объемные соотношения верхней и нижней жидкости в камере сказать трудно, тем более, что к краям они могут существенно меняться. Для сугубо ориентировочной оценки можно привлечь данные по офиолитам. В среднем в офиолитах интрузивные породы, которые могут рассматриваться как остатки магматического очага, составляют по мощности 5—6 км. Как уже отмечено, средняя мощность расслоенного комплекса в офиолитах составляет 1—1,5 км, а габбро, преимущественно изотропного, 2—3 км. Поскольку из нижней жидкости образуются расслоенные породы, а другая ее часть присоединяется к верхнему расплаву, образуя в бортах камеры габбро, то мощность слоя габбро в центре камеры принимается в два раза больше, чем расслоенного комплекса, а в верхней жидкости в два раза меньше. Соответственно на рис. 3 мощности этих слоев равны 3 (нижнего) и 2 км. К краям камеры соотношения между слоями должны постепенно смещаться в сторону верхней жидкости в связи со стационарным пополнением верхнего слоя за счет нижнего.

На всем разрезе высокоспрединговых хребтов, как уже отмечалось, поддерживается изостатическое равновесие. Рельеф их, отходя от оси, закономерно понижается и хорошо описывается кривой, отвечающей формуле $\Delta h = 0,35 \sqrt{t}$ [Сорохтин, 1979]. Следовательно, можно полагать, что опускание происходит главным образом за счет охлаждения верхней базальтовой корки. Равномерное погружение дает основание сделать другой вывод: базальтовая корка по мере прохождения над очагом почти не подслаивается снизу затвердевающими порциями базальтового расплава

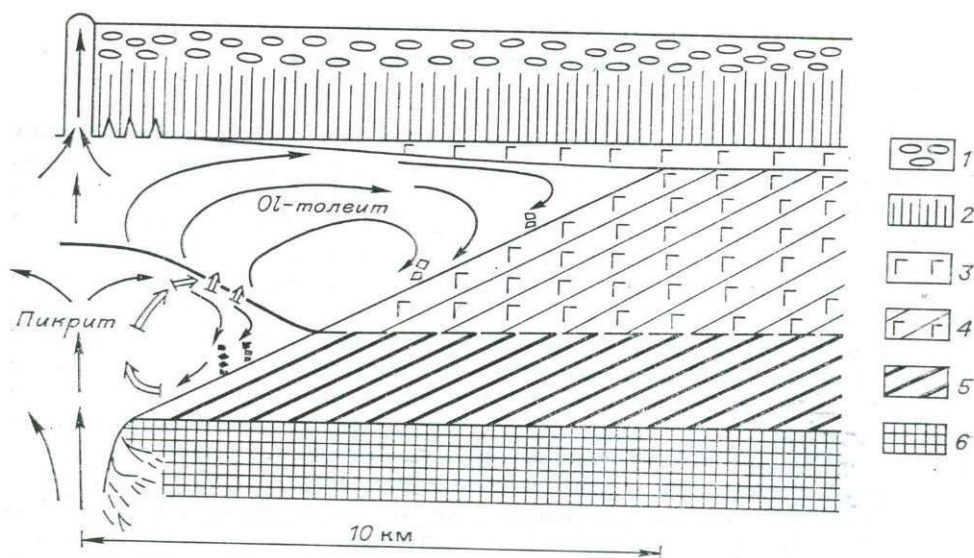


Рис. 3. Модель близповерхностного магматического очага под высокоспреди́нговым хребтом. Соотношения горизонтального и вертикального масштабов 1 : 1.

1 — подушечные лавы (слой 2А); 2 — дайки (слой 2Б); 3, 4 — габбро (слой 3А, 3 — изотропное; 5 — кумулятивные породы преимущественного ультраосновного состава (слой 3Б); 6 — мантийный респит (перидотиты). Магматическая камера состоит из двух слоев — верхнего, отвечающего по составу оливинному толеиту, и нижнего — пикритового. В каждом слое возникает самостоятельная конвекция. Из нижнего слоя выпадают кумуляты, преимущественно оливина, и нижний расплав постепенно приближается по составу, плотности и температуре к верхнему и смешивается с ним. Другие пояснения см. в тексте.

в виде габбро или дополнительных дайковых внедрений. На рис. 3 толщина такого подслоенного горизонта показана всего несколькими сотнями метров. Возможно, что горсто-грабеновые структуры, свойственные краям осевой зоны высокоспреди́нговых хребтов, обусловлены реакцией корки на небольшое увеличение ее мощности у бортов магматического очага. Однако главное приращение океанической коры происходит в этих хребтах кумулятивным путем за счет осаждения кристаллов на дно камеры, т. е. идет снизу вверх, «сталагмитовым» способом. Это, вероятно, одна из главных особенностей строения океанической коры высокоспреди́нговых хребтов. Благодаря такому пути развития очага кумулятивные породы в нем должны преобладать над изотропным габбро, а, соответственно, океаническая кора, формирующаяся из такого очага, должна характеризоваться повышенными мощностями слоя 3В.

МАГМАТИЧЕСКИЙ ОЧАГ НИЗКОСПРЕДИ́НГОВОГО СРЕДИ́ННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА (рис. 4)

Как уже отмечалось, в низкоспреди́нговых хребтах современная тектоническая активность прослеживается, по данным наблюдений с подводных обитаемых аппаратов [Подводные геологические исследования..., 1985], на расстоянии 10—15 км от оси хребта, что можно связать с тем, что именно на такую ширину распространяется магматический очаг, т. е. по ширине он сопоставим с очагом под высокоспреди́нговыми хребтами. Однако в последних базальтовая корка, образовавшаяся в оси рифта в результате спрединга (скорость 10 см/год) дойдет до края очага (примем расстояние 10 км) за 200 000 лет, а в низкоспреди́нговых хребтах (скорость 2 см/год) за это же время она пройдет расстояние 2 км, что отвечает только краю внутреннего рифта, т. е. до первой сбросовой ступени. В медленнооткрывающихся океанических рифтах рельеф ложа внутреннего рифта, состоящего из центрального вулканического поднятия высотой 200—300 м и обрамляющих его краевых депрессий, опускающихся в

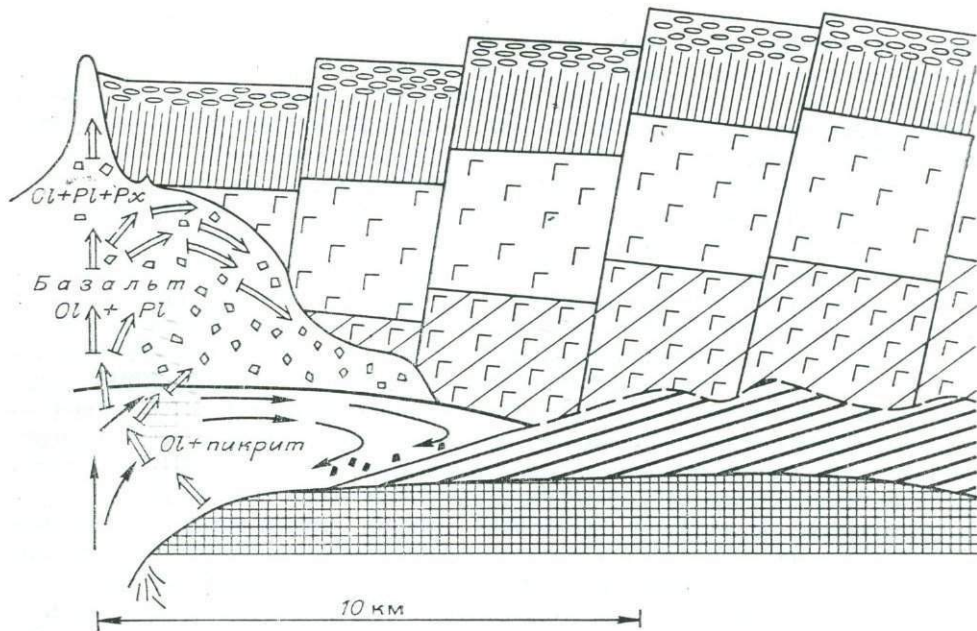


Рис. 4. Модель близповерхностного магматического очага под низкосрединговым хребтом.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

сторону первых сбросовых уступов, аналогичен рельефу гребня высокосрединговых хребтов. Соответственно, опускание океанического дна на этом отрезке подчиняется зависимости $\Delta h = 0,35 \sqrt{t}$. Внутреннему рифту в целом вместе с прилегающими ступенями бывает свойственна отрицательная аномалия силы тяжести в свободном воздухе, но само центральное вулканическое поднятие никак в гравитационном поле не отделяется от краевых депрессий. Значит здесь, как и в высокосрединговых хребтах, можно говорить об изостатической уравновешенности ложа внутреннего рифта. Учитывая сказанное, можно полагать, что в пределах внутреннего рифта, т. е. до первой тектонической ступени, базальтовая кора низкосрединговых хребтов залегает, как и на всем протяжении магматической камеры в высокосрединговых хребтах, непосредственно на магматическом расплаве и ничем не подстилается.

Резкое отклонение рельефа океанического дна, формирующегося в низкосрединговых хребтах, начинается за пределами внутреннего рифта, со сбросовых ступеней. Как известно, главным отличительным признаком морфологии низкосрединговых рифтовых зон является лестница сбросовых ступеней, которая возникает в результате вертикальных блоковых перемещений и преимущественного поднятия ложа до 1,5 км относительно краевых депрессий. Часть этого поднятия можно отнести за счет опускания ложа внутреннего рифта. Такое опускание можно связать с обрушением и образованием кальдер при опустошении магматического очага. Величина такого проседания может измеряться несколькими сотнями метров. Остается однако минимум 1 км превышения, которое возникает в результате поднятия сбросовых ступеней.

Существует корреляция между величиной подъема рельефа дна и возрастом мощности коры. Имеющиеся материалы по глубинному строению низкосрединговых рифтовых зон, например в Аденском заливе, показывают, что мощность третьего слоя коры возрастает от 2 до 6 км по мере движения к периферии рифта Таджура. Следовательно, подъем тектонических ступеней можно трактовать как реакцию на подслаивание коры снизу.

Этот процесс становится возможным в том случае, если в верхнем слое магматической камеры будут кристаллизоваться минералы, плотность которых меньше плотности магмы. Таким минералом в базальтовых расплавах является плагиоклаз. Данные по плотности плагиоклазов и стекол Срединно-Атлантического хребта в районе FAMOUS [Bryan, Moore, 1977] показывают возможность флотации плагиоклазов в магме, отвечающей по составу базальтам СОХ. Экспериментальные исследования, проведенные Т. Шибата с соавторами [Shibata et al., 1979], показали, что плагиоклаз № 70 должен флотироваться в базальтовых расплавах, а степень флотации может увеличиваться с повышением давления, т. е. в нижних частях камер. Как известно, при давлениях, свойственных апикальным частям магматических камер под срединно-океаническими хребтами, плагиоклаз является одним из главных ликвидусных минералов базальтовых расплавов [Грин, Рингвуд, 1968; Рингвуд, 1981]. Действительно, в базальтах СОХ из рифтовых зон с малой скоростью спрединга отмечается большое количество вкрапленников, среди которых преобладают вкрапленники плагиоклаза. Например, в рифте Таджура (Аденский залив) количество вкрапленников в базальтах, как показали наши исследования, достигает 20—25%, причем преобладает плагиоклаз № 70—75, в парагенезисе с которым отмечаются оливин и реже моноклинный пироксен. Довольно часто отмечаются гломеропорфировые сростания минералов, которые по составу отвечают изотропным габбро офиолитовых комплексов.

Можно предположить, что с какого-то процента насыщения расплава кристаллами и их сростками начинается их «слипание» в единую кристаллическую массу (отвечающую изотропному габбро), примерзающую снизу к охлажденной базальтовой кровле — кровле магматической камеры. Таким образом, в случае очагов под низкосрединговыми хребтами имеет место интенсивная кристаллизация в камере верхней жидкости, из которой образуются гипидиоморфно-зернистые разности габбро, а кристаллизация расплава в большей степени происходит от кровли магматического очага. Такой путь кристаллизации — «сталактитовый» — обуславливает другую форму очага. Камера под низкосрединговыми хребтами, очевидно, имеет куполообразную, а не воронкообразную форму, как под высокосрединговыми рифтовыми зонами. Такую форму очага под срединно-океаническими хребтами с малой скоростью раскрытия предполагают некоторые исследователи [Cann, 1974; Bryan, Moore, 1977]. Другая важная особенность таких очагов — большое количество взвешенных кристаллов в самом расплаве, о чем свидетельствуют порфировые структуры базальтов, формирующихся в этих хребтах по сравнению с афировыми базальтами, свойственными, например, ВТП. В связи с этим количество чистого расплава в камерах под низкосрединговыми хребтами оказывается значительно меньше, чем под высокосрединговыми. Это, очевидно, затрудняет обнаружение магматических камер под этими хребтами геофизическими методами. Существенно отличаются и соотношения пород, формирующихся из рассматриваемого типа магматического очага. Основную часть третьего слоя океанической коры в данном случае должны составлять изотропные габбро, которые будут преобладать над расслоенными породами. Соответственно, слой ЗА в океане, дно которого формируется в низкосрединговых хребтах, должен быть мощнее, чем образованный в быстрораскрывающихся рифтовых.

Можно считать, что «намерзание» под базальтовую кровлю очага изотропного габбро, которое начинается где-то на уровне первой тектонической ступени, нарушает изостатическое равновесие, установившееся между базальтом и магмой в пределах внутреннего рифта. Тектонические движения в рифте, очевидно, во многом определяются реальным распределением вещества по плотности в камере и над ней. Предполагается, что подъем ступеней начинается тогда, когда «подмерзающий» габбровый «корень» уйдет своим основанием в нижний слой магматической камеры или когда при новом впрыскивании тяжелого расплава его уровень поднимется до габбрового «корня».

Образование первой сбросовой ступени может произойти чисто изостатически, путем восстановления изостатического равновесия. Для этого в камере сохраняется необходимое количество расплава. Но в рассматриваемых рифтовых зонах изостазия нарушается при приближении к краевым частям, так как к самым верхним сбросовым ступеням приурочены аномалии в свободном воздухе до 50 мгал. Очевидно, под верхними ступенями нет количества расплава, необходимого для поддержания в изостатическом равновесии всей толщи коры. Поэтому необходимо допустить какой-то механизм, который включает наращивание коры и нарушает изостатическое равновесие. Удовлетворительный вариант предложить трудно. Возможно, что к краям рифтовой зоны габбровый «корень» разрастается настолько, что он «садится» на дно камеры, образовав кумулятивный комплекс. Этому может способствовать то, что количество нижнего расплава в рассматриваемом очаге меньше, чем в камерах под высокоспрединговыми хребтами, так как инъекции нового пикритового расплава здесь происходят реже. Упершийся в дно камеры габбровый «корень» в дальнейшем может еще продолжать расти за счет появления новых порций расплава. В данном случае он должен будет подниматься кверху, нарушая тем самым изостазию.

494b

Равновесие, нарушенное таким образом, должно быстро восстанавливаться по мере отодвигания плиты от оси спрединга. Материалы по хр. Шеба в Аденском заливе подтверждают это [Подводные геологические исследования..., 1985]. Усредненный рельеф здесь ведет себя с расстояния 25—30 км от оси рифта согласно закону погружения океанического ложа пропорционально корню квадратному из возраста, а от точки в 12 км и до точки в 25 км от оси спрединга этот закон нарушается. Опускание коры в этом интервале 450 м, а по корневой зависимости должно быть немногим более 200 м. Одновременно с резким перепадом рельефа исчезает положительная аномалия силы тяжести, т. е. восстанавливается изостатическое равновесие. Приведенные данные косвенно свидетельствуют в пользу предложенного механизма. Если это так, то следует полагать очень сложную форму очага по его бортам, где магматический расплав должен находиться буквально в межзерновом пространстве между закристаллизованными минералами. Это должно, в свою очередь, еще более затруднять обнаружение геофизическими методами очагов под низкоспрединговыми хребтами.

Таким образом, основные особенности магматического очага под срединно-океаническими хребтами — его двухслойность, особенности формы и остывания, которые должны сказываться на составе и соотношениях формирующихся из них магматических пород.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Основное различие предложенных моделей магматических очагов заключается в способе кристаллизации расплава. В высокоспрединговых хребтах значительная часть магмы в очаге застывает из нижнего слоя за счет нарастания кристаллов на дно магматической камеры. В низкоспрединговых — в верхнем слое магм появляется большое количество зародышей кристаллов, которые в результате флотации «намерзают» на основание кровли очага. Очевидно, что способ кристаллизации расплава в камере должен быть связан с интенсивностью потери тепла через кровлю или борта очага.

Температура в центре камеры, т. е. в зоне поступления первичных расплавов, должна отвечать температуре пикритовой магмы на глубинах около 7 км под дном океана. По данным [Грин, Рингвуд, 1970; О'Нега, 1978] она должна составлять 1300—1350°C. По периферии камеры — у ее кровли и бортов, откуда происходят излияния базальтовых магм на океаническое дно или кристаллизация изотропного габбро, сложенного

плагноклазом, моноклинным пироксеном и оливином, находящимися в парагенезисе [Pallister, Hopson, 1981], температура должна составлять 1200°C [Рингвуд, 1981]. Следовательно, разница температур между центром камеры и ее краями равна приблизительно 150°C. Принимая в моделях одинаковые размеры камер под высоко- и низкоспрединговыми хребтами, можно заключить, что температурные градиенты (разница температур между центром камеры и ее кровлей, или бортом, отнесенная к высоте или длине камеры) в обоих случаях близки.

В то же время охлаждение, а следовательно, и кристаллизация различных частей магматической камеры определяются динамикой теплопотерь очага, которые зависят от многих факторов. В общем виде разницу в динамике теплопотерь в обоих моделях по вертикали и горизонтали можно оценить на основании двух реально наблюдаемых параметров: скорости перемещения единицы объема горячего расплава от центра камеры к ее бортам кровли и скорости спрединга. В первом случае теплопотери $\Delta Q_{\Gamma} = KV_{\Gamma}$, а во втором $\Delta Q_{\text{в}} = KV_{\text{в}}$. Так как K — коэффициент, зависящий от теплоемкости магмы, он должен быть во всех рассматриваемых случаях постоянным. V_{Γ} — скорость движения единицы расплава от центра камеры к ее борту, равна полускорости спрединга. Соответственно, в высокоспрединговых хребтах типа ВПТ $V_{\Gamma} = 5$ см/год, а в низкоспрединговых типа Атлантики $V_{\Gamma} = 1$ см/год.

Для расчета скорости прохождения единицы расплава от дна камеры к ее кровле можно использовать величину интенсивности (продуктивности) вулканизма, которая соответствует объему вулканического материала, изливающегося на 1 км длины экструживной зоны океанических рифтов, при средней ее ширине 1 км за 10 000 лет [Подводные геологические исследования..., 1985]. Эти величины рассчитаны на основании данных, полученных при наблюдениях с подводных аппаратов, и оказались равными в ВТП (район СУАМЕХ) 0,6 км³, в Атлантике (район Рейкьянес) или Красном море — 0,25 км³. Зная эти величины, нетрудно подсчитать, что при перемещении расплава от места его поступления в камеру до кровли магматического очага высокоспрединговых хребтов $V_{\text{в}} = 6$ см/год, а низкоспрединговых — $V_{\text{в}} = 2,5$ см/год.

В связи с тем, что коэффициент K , как уже упоминалось, одинаков, можно заключить, что в высокоспрединговых хребтах теплопотери через борта и кровлю камеры должны быть приблизительно равными. Так как скорость роста кристаллов, согласно экспериментальным данным [Huppert, Turner, 1981], от дна камеры должна быть значительно выше, чем из взвеси, становится понятным, почему при равных потерях тепла камерой в горизонтальном и вертикальном направлениях в ней будет преобладать «сталагмитовый» путь кристаллизации расплава. В камерах под низкоскоростными хребтами потеря тепла через кровлю камеры, судя по скорости перемещения элементарного объема расплава в вертикальном и горизонтальном направлениях, будет в 2,5 раза выше, чем через края камеры. В связи с этим, очевидно, должен наблюдаться интенсивный рост кристаллов из ^{взвеси} ~~жидкости~~, в первую очередь в верхней жидкости, что, соответственно, приводит к интенсивному образованию изотропного габбро и «сталактитовому» пути кристаллизации расплава в очаге.

Конечно, различная скорость поступления первичной магмы в камеру или аномальные скорости излияния расплавов на поверхность океанического дна могут исказить предполагаемые закономерности. Например, в хр. Рейкьянес, где скорость спрединга составляет 2,1 см/год, продуктивность вулканизма достигает 0,6 км³ за 10 000 лет, а в рифте Таджур (скорость спрединга та же) продуктивность составляет всего 0,07 км³ [Подводные геологические исследования..., 1985]. Эти структуры надо рассматривать особо, не даром по многим параметрам они являются аномальными среди других океанических рифтов Земли. В обычных случаях, очевидно, можно говорить о том, что океаническая кора, сформировавшаяся в хребтах с большой скоростью раскрытия, должна отличаться большей мощностью кумулятивного слоя, с малой скоростью — большей

мощностью габбрового горизонта, вернее, слоя изотропного габбро. Если это заключение справедливо, то следует предполагать изменение мощностей слоев ЗА и ЗВ, формирующихся из спрединговых зон с различной скоростью раскрытия.

Действительно, Е. Мурс и Е. Джексон [Mooges, Jakson, 1974] определили, что с увеличением скорости спрединга мощность слоя ЗВ увеличивается, а ЗА — уменьшается. При увеличении скорости спрединга от 2 до 6 см/год мощность слоя ЗА уменьшается от 4 до 2,5 км, при дальнейшем увеличении скорости спрединга значимых изменений мощности слоя не отмечается. В этом же диапазоне увеличения скорости спрединга мощность слоя ЗВ увеличивается от 1,5 до 4 км. Некоторые авторы [Ambos, Hussong, 1982] отмечают разницу в мощности слоя ЗВ в Атлантике — 2,5 км и в Тихом океане — 4 км. Если учитывать, что дно первого океана формируется из медленнораскрывающегося хребта, а второго — из быстрораскрывающегося, то эта разница становится понятной. Таким образом, фактический материал по строению дна разных океанов подтверждает выводы, сделанные из предложенных моделей, об изменении соотношений слоев ЗА и ЗВ в океанической коре, формирующейся из спрединговых центров с различной скоростью раскрытия.

Следующим важным отличием высоко- и низкоспрединговых хребтов является разное соотношение в них слабо- и сильнодифференцированных базальтов. В быстрораскрывающихся срединно-океанических хребтах типа ВТП, где происходит интенсивное излияние вулканического материала на поверхность океанического дна в виде афировых базальтов, широко распространены дифференцированные высокожелезистые и высокотитанистые разности пород [Clagve, Bunch, 1976; Современные идеи..., 1984]. В то же время в Атлантике развиты плагиопорфировые породы с преобладанием менее железистых, т. е. слабее дифференцированных базальтов. Это можно видеть на диаграммах (см. рис. 2), построенных по данным [Stolper, Walker, 1980]: в ВТП даже наиболее примитивные составы базальтов более железисты по сравнению с базальтами Атлантики. Кроме того, высокожелезистые разности пород здесь преобладают во всей выборке.

Так как в низкоспрединговых хребтах порфировые разности более часты, то обычно предполагается большая возможность фракционирования магмы в этих структурах, что затрудняет объяснение установленных закономерностей. Однако следует заметить, что в базальтах низкоспрединговых хребтов обычно преобладают именно плагиопорфировые разности [Современные идеи..., 1984], свидетельствующие о процессах кристаллизации в верхнем горизонте магмы. Как показывают расчеты [Clagve, Bunch, 1976], 74% базальтовой магмы должно отфракционировать в соотношениях плагиоклаз: клинопироксен: оливин как 9,3 : 7,7 : 1, т. е. примерно так же, как вкрапленники базальтов или изотропные габбро, чтобы получились богатые железом и титаном остаточные расплавы. Очевидно, такие масштабы фракционирования трудно реализуются. В высокоспрединговых хребтах, где происходит в первую очередь интенсивное фракционирование оливина из первичной пикритовой магмы, образование высокожелезистых расплавов, очевидно, осуществляется уже в нижнем горизонте камеры в случае, если почему-либо «задерживается» темп раскрытия. Эпизодичность излияния базальтов на океаническое дно показывает реальность такого допущения [Подводные геологические исследования..., 1985]. Таким образом, вариации в составах базальтов, формирующихся в хребтах с различной скоростью спрединга, можно также объяснить в рамках предлагаемых моделей.

* * *

1. Предложена модель двухъярусного магматического очага под срединно-океаническими хребтами: нижний горизонт — пикритовый, постоянно пополняющийся из мантии первичным расплавом; верхний — от-

вечающий по составу толеитовым базальтам и обеспечивающий излияния магмы на океаническое дно.

2. Показана возможность существования под высокоспрединовыми хребтами очага воронкообразной, а под низкоспрединовыми — колоколообразной формы. Динамика эволюции очагов под хребтами с различной скоростью спрединга, проходящая по «сталактитовому» или «сталагмитовому» пути, позволяет объяснить ряд особенностей состава формирующихся из этих очагов пород, а также строения рифтовых зон с разной скоростью спрединга.

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А. И., Жюго Т., Матвеев В. В. и др. Геохимия низкокальциевых толеитов Красного моря//Геохимия.— 1983.— № 9.— С. 1289—1303.
- Альмухамедов А. И., Матвеев В. В., Кашицев Г. Л. Химический состав базальтов осевой зоны Красноморского рифта в районе 18° с. ш.//Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 260, № 3.— С. 744—747.
- Геофизика океана.— М.: Наука, 1979.— Т. 1.— 470 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— 334 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовых магм//Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований.— Л.: Недра, 1970.— С. 107—206.
- Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединно-океанических хребтов: Автореф. дис. ... да-ра геол.-мин. наук.— М., 1973.— 45 с.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Сушевская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава//Геохимия.— 1979.— № 2.— С. 163—178.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Сушевская Н. М. и др. Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана//Геология Мирового океана. 27 МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. 6, ч. 1.— С. 147—154.
- Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы.— М.: Недра, 1981.— 236 с.
- Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.//Геотектоника.— 1981.— № 2.— С. 3—22.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов//Геотектоника.— 1978.— № 1.— С. 19—42.
- Кашицев Г. Л., Кузьмин М. И., Пополитов Э. П. Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан)//Геотектоника.— 1982.— № 6.— С. 112—123.
- Колман Р. Г. Внедрение перидотитов верхней мантии вдоль краев континентов в свете положений тектоники плит//Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974.— С. 232—242.
- Колман Р. Г. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.— 262 с.
- Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука, 1985.— 200 с.
- Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Томуртогов О., Баранов Б. В. Положение ультраосновных—основных расслоенных пород и дайковой серии в офиолитовых комплексах Монголии//Геология и геофизика.— 1983.— № 4.— С. 15—24.
- Ленишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит.— М.: Мир, 1977.— 287 с.
- Лисицин Л. П., Богданов Ю. А., Зоненшайн Л. П. и др. Строение рифта Таджур в Аденском заливе по данным исследования с подводных обитаемых аппаратов//Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 279, № 5.— С. 1189—1193.
- Лисицин Л. П., Кузьмин М. И., Богданов Ю. А. и др. Геологическое строение зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта//Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 263, № 6.— С. 1468—1472.
- Луканин О. А., Кадик А. А. Проблема генезиса океанических толеитов Атлантики: условия генерации и динамические факторы эволюции магм//Геохимия.— 1983.— № 5.— С. 685—702.
- Луканин О. А., Кадик А. А., Дмитриев А. В. Приповерхностная эволюция магм океанических толеитов Атлантики//Геохимия.— 1983.— № 3.— С. 382—406.
- Матвеев В. В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга//Геотектоника.— 1983.— № 4.— С. 26—36.
- Мур Э. Н., Вайн Ф. Дж. Массив Тродос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора//Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.— С. 50—74.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника.— 1969.— № 4.— С. 5—23.
- Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов.— М.: Наука, 1985.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.— 584 с.

- Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Пилюн Г. О., Бабанский А. Д. Первичные магмы серий океанических толеитов//Изв. АН СССР, сер. геол.—1980.— № 8.— С. 5—20.
- Современные идеи теоретической геологии/Абрамович И. И., Груза В. В., Клушин И. Г. и др.— Л.: Недра, 1984.— 280 с.
- Сорохтин О. Г. Образование литосферных плит и природа срединно-океанических хребтов//Геофизика океана.— М.: Наука, 1979.— Т. 2.— С. 173—178.
- Тацумото М., Апру Д. М., Штиль Р., Фуджимаки Х. Изотопы Rb, Sr и Nd в базальтах океанических островов//Геохимия и космохимия. 27 МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. 11.— С. 194—201.
- Фоп Г., Пауэлл Д. Изотопы стронция в геологии.— М.: Мир, 1974.— 214 с.
- Ambos E. J., Hussong D. M. Crustal structure of the Marian trough.//J. Geoph. Res.— 1982.— V. 87, N 135.— P. 4003—4018.
- Anderson R. N., Honnorez J., Becker K. et al. DSDP hole 50413 the first reference section over 1 km through Layer 2 of the oceanic crust.//Nature.— 1982.— V. 300.— P. 582—594.
- Basaltic volcanism on the terrestrial planets.— Pergamon Press, Inc.: New York, 1981.— 1286 p.
- Bender J. F., Hodges F. N., Bence A. E. Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0—15 kbar.//Earth. Planet. Sci. Lett.— 1978.— V. 41, N 2.— P. 277—302.
- Blanchard D. P., Rhodes J. M., Dungan M. A. et al. The chemistry and petrology of basalts from leg 37 of the Deep-Sea-Drilling Project//J. Geoph. Res.— 1976.— V. 81, N 23.— P. 4231—4246.
- Bonatti E., Chermuk A., Honnozer J. Tectonic and igneous emplacement of crust in oceanic transform zones//Marine F wing.— 1979.— Ser. 2.— P. 223—248.
- Bryan W. B., Moore J. G. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat. 36°40'N//Geol. Soc. Amer. Bull.— 1977.— V. 88, N 4.— P. 556—570.
- Bryan W. R., Frey F. A., Thompson G. Oldest Atlantic seafloor: Mesozoic basalts from Western North Atlantic margin and Eastern North America//Contr. Miner. Petrol.— 1977.— V. 64, N 2.— P. 233—242.
- Cann J. R. A model for ocean crustal structure developed//Geophys. J. R. Astron. Soc.— 1974.— V. 39.— P. 169—187.
- Clagve D. A., Bunch T. E. Formation of ferrobalt at East Pacific Midocean spreading centers//J. Geoph. Res.— 1976.— V. 81, N 23.— P. 4247—4255.
- Engel C. G., Fisher R. J., Engel A. E. J. Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean//Geol. Soc. Amer. Bull.— 1975.— V. 86, N 11.— P. 1553—1578.
- Flower M. F. J., Robinson P. T., Schmincke H. U., Ohnmacht W. Magma fractionation systems beneath the Mid-Atlantic Ridge at 36—37°N//Contribs Min. Petrol.— 1977.— V. 64, N 2.— P. 167—196.
- Gale G. H. Paleozoic basaltic komatiite and ocean-floor type basalts from northeastern Newfoundland//Earth Planet. Sci. Lett.— 1973.— V. 18, N 1.— P. 22—28.
- Huppert H. E., Sparks J. Restriction on the compositions of midocean ridge basalts: a fluid dynamical investigation//Nature.— 1980.— V. 286.— P. 46—48.
- Huppert H. E., Turner J. S. A laboratory model of a replenished magma chamber.//Earth Planet. Sci. Lett.— 1981.— V. 54, N 1.— P. 144—152.
- Huppert H. E., Turner J. S., Stephen R., Sparks J. Replenished magma chambers: effects of compositional zonation and input rates//Earth Planet. Sci. Lett.— 1983.— V. 57, N 3.— P. 345—357.
- Juteau T., Eissen J. P., Francheteau J. et al. Homogeneous basalts from the East Pacific Rise at 21° N: steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers//Oceanol. Acta. 1980.— V. 3, N: 4.— P. 487—503.
- Karson J. A. Reconstructed seismic velocity structure of the Lewis Hills Massif and implications for oceanic Fracture zones//J. Geophys. Res.— 1982.— V. 87, N 132.— P. 961—978.
- Moore E. M., Jakes E. D. Ophiolites and oceanic crust.//Nature.— 1974.— V. 250, N 5462.— P. 137—139.
- O'Hara M. J. Are ocean floor basalts primary magma?//Nature.— 1968.— V. 220, N 5168.— P. 683—686.
- O'Hara M. J. Thermal history of magmas; the low pressure reference point.— Phil. Trans. R. Soc.: London, 1978.— Ser. A 288.— P. 627—728.
- O'Nions R. K., Hamilton P. J., Evensen N. H. The chemical evolution of the Earth mantle//Sci. Amer.— 1980.— V. 242, N 5.— P. 91—101.
- Pallister J. S., Hopson C. A. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variations, cryptic variation and layering, and a model of a spreading Ridge Magma Chamber//J. Geoph. Res.— 1981.— V. 86, N 134.— P. 2593—2644.
- Rosendahl B. R. Evolution of oceanic crust. 2. Constraints, implications and inferences//J. Geoph. Res.— 1976.— V. 81, N 29.— P. 2305—2314.
- Rosendahl B. R., Raitt R. W., Dorman L. M. et al. Evolution of oceanic crust. 1. A physical model of East Pacific Rise crust derived from seismic refraction data//J. Geoph. Res.— 1976.— V. 81, N 29.— P. 5294—5305.

- Schilling J. G., Zajac M., Evans R. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N//Amer. J. of Sci.—1983.— V. 283.— P. 510—586.
- Shibata T., DeLong S. E., Walker D. Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone//Contr. Mineral. Petrol.—1979.— V. 70.— P. 89—102.
- Sparks R. S. J., Meyer P., Sigurdsson H. Density variation amongst mid-ridge basalts implications for magma mixing and the crarity of primitive lavas//Earth and Planet. Sci. Lett.—1980.— V. 46, N 3.— P. 419—430.
- Stolper E. A phase diagram for Mid-Ocean Ridge Basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis//Contr. Mineral. Petrol.—1980.— V. 74, N 1.— P. 13—28.
- Stolper E., Walker D. Melt density and the average composition of basalt//Contr. Mineral. Petrol.—1980.— V. 74, N 1.— P. 7—12.
- Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges, the grow of the oceanic crust//Naturwissenschaften.—1981.— V. 68.— P. 110—119.
- White W. M., Brayn W. B. Sr-isotope, K, Rb, Cs, Sr, Ba and rareearth geochemistry of basalts from the FAMOUS area//Geol. Soc. Amer. Bull.—1977.— V. 88, N 4.— P. 571—576.
- White W. M., Schilling J. G. The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic ridge basalts, the central North Atlantic//Geochim. et Cosmochim. Acta.—1978.— V. 42, N 10.— P. 1501—1516.

И. М. СБОРЩИКОВ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ РИФТОВЫХ ЗОН ОКЕАНОВ

В последние десятилетия получены интересные научные результаты по структуре и особенностям магматизма рифтовых зон срединно-океанических хребтов. В значительной мере эти успехи обусловлены применением новых технических средств и в первую очередь — подводных обитаемых аппаратов различного типа. В итоге отдельные участки дна океана обследованы с детальностью, близкой к той, что достигается на суше. Все эти сведения способствовали развитию и детализации представлений о процессах новообразования коры на конструктивных границах литосферных плит. Появилась возможность провести определенный (пусть пока предварительный) сравнительный анализ зон, разных и по морфологическим характеристикам, и по формам проявления магматической деятельности. Некоторые различия в облике рифтовых зон океанов определяются, как это показано в целом ряде работ, скоростями спрединга. Вместе с тем, по-видимому, немаловажны и некоторые дополнительные факторы, связанные с аномальными участками в литосфере и верхней мантии.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА

Морфологическим выражением зон раздвижения литосферных плит и новообразования коры в океанах являются срединно-океанические хребты, образующие протяженную мировую систему. Давно установлено, что хребты представляют собой пологие валлообразные возвышенности, в осевых частях которых наблюдаются рифтогенные депрессии. Осевые рифтовые долины обрамляют обычно тектонические обрывы, определяющие характер рельефа находящихся по обе ее стороны систем возвышенностей, называемых иногда «краевыми горами». На внутренних склонах долины плоские обрывы наклонены к оси рифта, но на некотором удалении появляются и обратные падения. Такая топография довольно характерна

для многих срединных хребтов. Она многократно обсуждалась, искались пути ее объяснения с помощью различных моделей [Needham, Francheteau, 1974; Harrison, Stieltjes, 1977; Luyendyk, MacDonald, 1977; MacDonald, Atwater, 1978; и др.]. При всем многообразии предлагавшихся механизмов, очевидно, неоспоримо сохраняется приоритет процессов сбросообразования в формировании рельефа краевых гор, хотя до сих пор детальное изучение нормальных сбросов на океанском дне остается актуальной проблемой.

Уже на первых этапах изучения океанических хребтов подмечено, что в некоторых из них отчетливые рифтовые долины отсутствуют, а сам хребет, по существу, представляет собой пологую возвышенность с уплощенной вершиной. В качестве типичного примера такого рода образований обычно рассматривается Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП). В процессе последующих океанологических исследований стало очевидным, что между крайними разновидностями существует множество переходных.

На рис. 1 приведены некоторые разрезы осевых зон ряда срединно-океанических хребтов, построенных по результатам крупномасштабных работ на небольших полигонах. Большая детальность и достоверность материалов во многом обязана использованию подводных аппаратов. Приведенные профили отвечают зонам спрединга, существенно различающимся скоростями раскрытия (от 1,4 до 15,2 см/год), формами проявления магматизма и к тому же находящимся на разных стадиях развития океанических бассейнов. Несмотря на большое разнообразие в структурном облике рифтовых зон, как видно из приведенных примеров, в них можно найти и некоторые черты общности. Несомненно, что сами рифтовые долины значительно выражены в низкоскоростных спрединговых зонах. Однако и там, где скорость относительно велика, все-таки можно заметить грабенообразные депрессии, внутри которых и развиваются щитовые вулканы, хорошо выраженные, например, на ВТП. Облик рифтовых долин довольно разнообразен. В одних случаях они ограничены лишь сравнительно невысокими одиночными эскарнами, в других — «лестницей» мощных уступов, образующих широкий, сложно построенный склон. Нельзя не обратить внимание на то, что независимо от облика долины и скорости спрединга ширина днища депрессии везде практически одинакова, оставаясь в пределах 2,5—3,5 км. Это обстоятельство уже обращало на себя внимание и трактовалось как следствие взаимодействия процессов раздвига и внедрения мантийного вещества [Anderson, Noltimier, 1973; Dalgliers et al., 1975; Ушаков, Галушкин, 1978]. По-видимому, единственным исключением, достоверность которого доказана в процессе детальных подводных исследований, является рифтовая зона хр. Рейкьянес (подробнее см. далее). Если же постоянная ширина самой активной зоны (днища долины) — общее правило, то, очевидно, первопричина этого имеет какую-то физическую основу, единую для спрединговых структур любого типа.

При сравнении приведенных профилей заслуживает внимания еще одна деталь. Амплитуда, т. е. размах рельефа от днища долины до вершин краевых гор, весьма сильно меняется в разных регионах. По этому признаку можно выделить, по крайней мере, две группы. В одну из них входят Срединно-Атлантический хребет в районе FAMOUS, Красное море и хр. Рейкьянес, характеризующиеся высотами рельефа, достигающими нескольких сотен метров (от 500 до 1000 м); в другую — несколько зон восточной части Тихого океана, где максимальные превышения не выходят за пределы 100 м и, как правило, составляют первые десятки метров. Таким образом, разносторонние зоны спрединга резко отличаются не только общей морфологией хребтов, им соответствующих, но и амплитудой относительных превышений рельефа. Это обстоятельство безусловно должно учитываться при построении любой схемы развития зон спрединга. Теоретические данные, опирающиеся на различные модели [Tarronnier, Francheteau, 1978; Sleep, Rosendehl, 1979], указывают на то, что основные

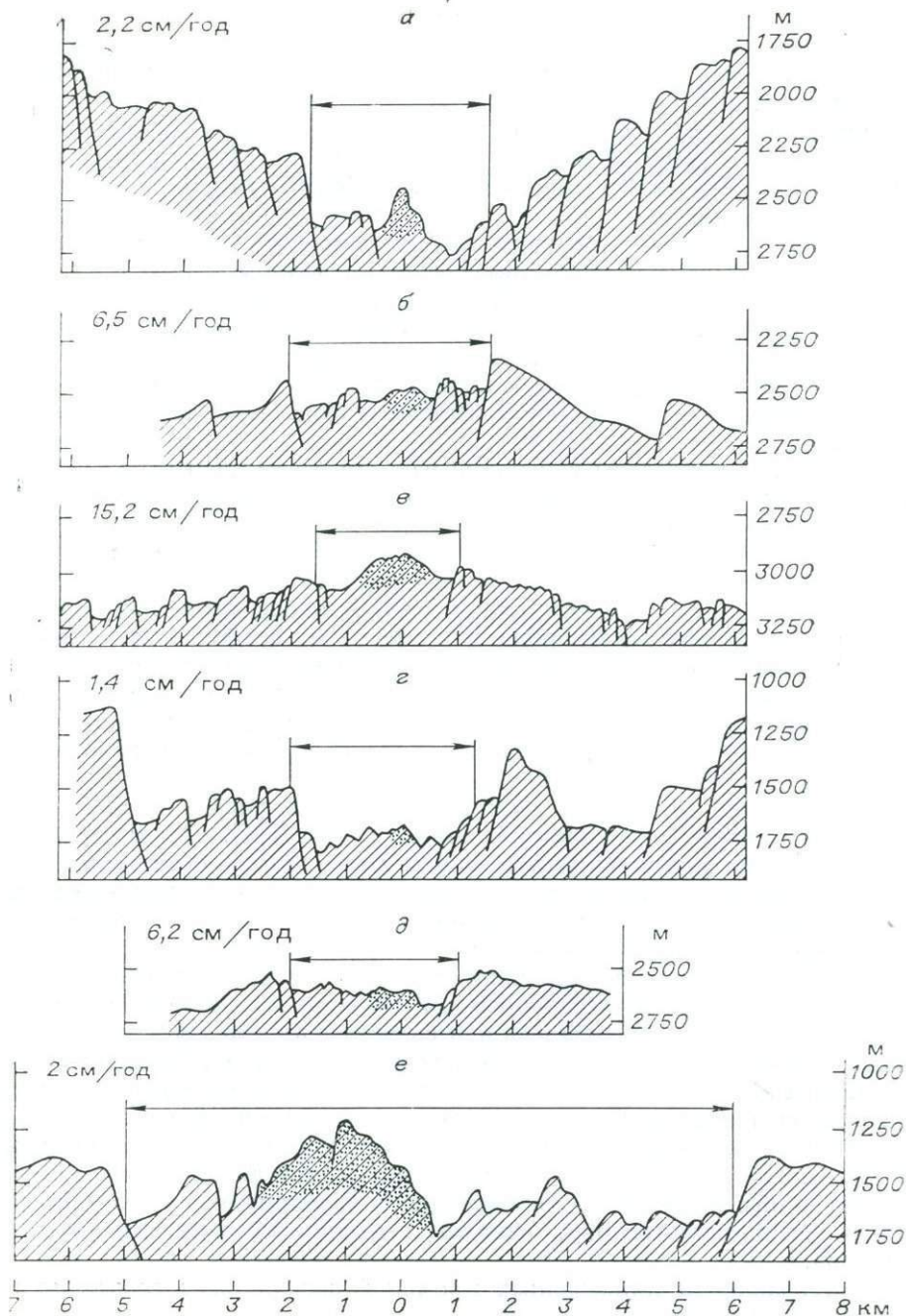


Рис. 1. Профили через осевые части некоторых рифтовых зон.

a — Срединно-Атлантический хребет, район FAMOUS [Luyendyk, MacDonald, 1977]; *б* — Галапагосский рифт [Lonsdale, 1977]; *в* — ВТП, 3° ю. ш. [Lonsdale, 1977]; *г* — Красное море, 18° с. ш. [Атлас..., 1983]; *д* — ВТП, 21° с. ш. [Ballard et al., 1981]; *е* — хр. Рейкьянес, 58° с. ш. [Кузнецов и др., 1985]. Для каждого рифта приведена скорость спрединга. Линии со стрелками показывают положение внутреннего дна.

морфологические различия зон спрединга с разными скоростями предопределены, вероятно, толщиной литосферы, а также формой и размерами магматического очага. Несмотря на поиски [Каракин, Лобковский, 1984; Keen, 1985], вполне удовлетворительной модели еще нет. Пока неразрешенной остается проблема возникновения глубоких рифтовых депрессий, с развитием которых связано формирование главнейших черт характерного «глыбового» рельефа океанических хребтов.

В любой рифтовой зоне океана осевая ее часть, как вполне определенная геологическая структура, может быть выделена по нескольким признакам (кроме чисто морфологических). Прежде всего именно в пределах дна долины или структуры, которую можно с ним параллелизовать, наблюдаются современные излияния лав. Вулканические центры могут возникать в разных частях рифтовой долины, но нигде они не переходят на ее борта и краевые возвышенности за исключением чрезвычайно редких и небольших форм предположительно вулканического происхождения. Второе, и не менее важное, обстоятельство — присутствие в пределах дна долины ярко выраженных зияющих трещин отрыва — гьяров. По-видимому, сбросовые нарушения, также являющиеся структурами растяжения, могут возникать и за пределами долины, во всяком случае подводные наблюдения указывают на наличие крупных тектонических уступов весьма свежего облика (т. е. без бентосных форм, а также лишенных даже легкого налета осадочного материала) на склонах долины вплоть до вершин рифтовых гор. Гьяры же фиксировались только в пределах дна долины. Таким образом, вдоль конструктивной границы протягивается узкая полоса, морфологически выраженная глубокой депрессией, представляющая собой зону максимальной тектонической и магматической активности. Очевидно, это и есть место, где нарушена сплошность литосферы и происходит разгрузка магматического очага, максимально приближенного к поверхности. Вероятно, и постоянная ширина такой зоны может быть объяснена тем, что она зависит от прочности материала на разрыв, а это свойство для достаточно однообразных базальтов океана при небольших различиях в мощности слоя, испытывающего деформацию, не может сильно меняться.

Дно рифтовой долины выполнено в целом относительно молодыми вулканическими образованиями. С помощью методов, учитывающих скорость осадконакопления и процессы изменения базальтов, иногда удается подразделить их на разновозрастные группы. Взаимоотношение таких отличающихся по времени возникновения построек может быть незакономерным, но в плане они образуют определенный рисунок, по которому и делаются попытки восстановления истории раздвижения океанского дна. Впервые и, пожалуй, наиболее подробно эти вопросы освещены на примере участка Срединно-Атлантического хребта [Ramberg et al., 1977; Ballard, Van Andel, 1977]. Однако в более ранних публикациях предлагалось несколько моделей, дающих различную оценку масштабов миграции «оси» магматической активности в пределах дна долины.

На основе детальных структурных исследований в осевой части рифта в Атлантике выделены тектонические провинции, аналоги которых с определенными вариациями можно найти и в других спрединговых зонах. Прежде всего, на дне рифтовой долины выделяется центральная вулканическая область, или, как часто ее называют, экструзивная зона, а по обе стороны от нее — краевые тектонические провинции, прослеживающиеся вплоть до боковых, ограничивающих долину уступов-стенок. Уже сами названия определяют те критерии, по которым данные тектонические подразделения выделяются. Действительно, статистический материал по формам рельефа дает отчетливую картину: в центральной зоне морфологические элементы почти целиком обусловлены вулканической деятельностью (от 78 до 100% всех структур), а в краевых провинциях соотношение обратное, и доля чисто тектонического фактора в рельефообразовании составляет от 77 до 100% [Ballard, Van Andel, 1977]. Эти пропорции указывают, разумеется, лишь на преобладание одного процесса над другим, хотя оба они в той или иной степени проявлялись по всей ширине долины.

Если вулканизм, несомненно, проявляется импульсами, время которых оценивается по-разному — обычно варьирует в пределах 5—15 тыс. лет, и локализуется достаточно узко, то тектонический фактор (растяже-

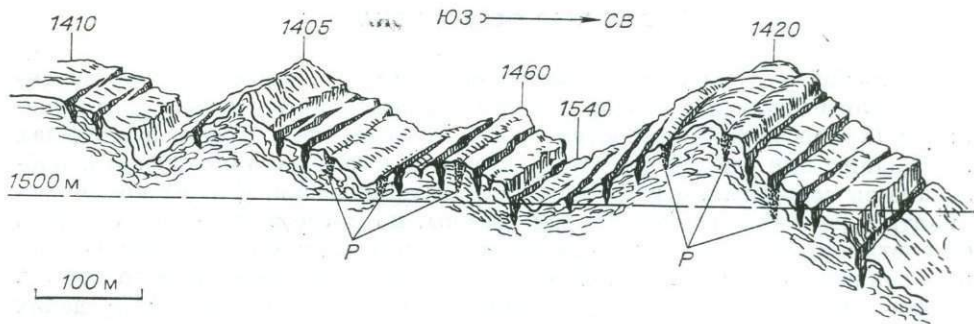


Рис. 2. Блок-профиль одного из участков внутреннего дна на полигоне 18° с. ш. в Красном море.

P — в различной степени «разрушенные» трещины ранних генераций.

ние) действует постоянно, затрагивая, по существу, все дно рифтовой долины. В этой связи интересны прямые наблюдения на дне Красноморского рифта. Центральная зона экструзий выделяется здесь в виде цепочки невысоких вулканических построек. Чисто тектонические формы в этой зоне играют подчиненную роль в рельефе и представлены в основном небольшими уступами, предопределяющими ступенчатый облик некоторых вулканических построек [Сборщиков, Литвин, 1982]. Трещины отрыва здесь практически отсутствуют, что и понятно, поскольку при очень малой скорости раздвижения базальтовый расплав заполнял все открывавшиеся полости. Однако зияющие трещины чрезвычайно широко распространены по обе стороны от этой центральной (экструзивной) зоны. Можно даже сказать, что именно в этих боковых частях долины развит характерный «гьяровый» рельеф. В таких местах поверхность дна буквально «разодрана» близко расположенными многочисленными разрывами. Они встречаются очень широко в стороны от осевой зоны, вплоть до краевых уступов. В подводных маршрутах выявлены трещины различных возрастных генераций, на что указывает как сама морфология разрывов, так и степень их перекрытия осадочным материалом [Атлас..., 1983]. В специфических условиях Красного моря, где широко развиты так называемые «карбонатные корки», возникают и удивительные образования типа «мостов» над трещиной. Это возможно в том случае, если на ненарушенной поверхности дна идет накопление осадочного слоя, верхняя часть которого литифицируется, затем происходит раздвиг, над которым и остается лежать жесткая перемычка.

Весьма показательно, что отдельные группы и совершенно свежих, и в разной степени «разрушенных» трещин чередуются между собой в пределах относительно коротких отрезков единого маршрутного пересечения (рис. 2), что отмечено во многих частях дна рифтовой долины. Это позволяет предполагать, что импульсы растяжения постоянно «прокатываются» по осевой зоне рифта и при этом происходит наложение друг на друга разновозрастных структур. Один и тот же участок может подвергаться растяжению многократно, пока в процессе спрединга он не выйдет за пределы осевой зоны и не окажется там, где растягивающие напряжения если и действуют, то не приводят к образованию открытых трещин.

От района к району характер тектонической зональности, как и взаимоотношения вулканических построек в плане, может меняться, но в любом случае основные признаки, присущие рифтовой долине, сохраняются. В такой необычной структуре как, например, хр. Рейкьянес, четкая зональность не отмечена просто в силу специфических условий раскрытия при косо ориентировке сил растяжения [Searle, Laughton, 1981]. Можно отметить, что Рейкьянес показателен как раз в том отношении, что и здесь, несмотря на огромные размеры долины, излияния базальтового расплава появляются синхронно с разрывами в любом месте по всей ширине дна.

Приведенные примеры относятся к зонам спрединга с очень невысокими скоростями раздвижения плит. В тех системах, где скорости относительно высоки, амплитуда рельефа, как уже отмечалось, существенно меньше, вулканические постройки выражены не так ярко и в плане рисовка разновозрастных лавовых полей, как правило, довольно расплывчата и неопределенна, в особенности вследствие широкого развития здесь покровных излияний и форм типа «лавовых озер» [Ballard et al., 1981]. В структурном же облике таких зон отмечается обычно большая упорядоченность строения, чем при низкоскоростном спрединге. Весьма четко бывают выражены продольные структурные элементы и в первую очередь сама экстррузивная зона, а также системы параллельных структур (эскарпов сбросовой природы), располагающихся через вполне определенные интервалы от оси рифта [Allmendinger, Rils, 1979].

АСИММЕТРИЯ СПРЕДИНГА И ЕГО ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ

Зоны спрединга практически никогда не бывают строго симметричными. Асимметрия выражается как в неравноценной ширине новообразованной за единицу времени коры по разные стороны от оси, так и в строении самой экстррузивной зоны и дна рифтовой долины. Эти явления известны довольно давно и рассмотрены уже с различных позиций. Результаты работ по проекту FAMOUS, выявившими множество деталей строения осевой зоны хребта в Атлантике, можно считать два варианта объяснения асимметрии данной структуры [Ramberg et al., 1977].

Согласно одной точке зрения, это явление имеет случайный характер и определяется только незакономерной миграцией зоны экструзаций в пределах дна рифтовой долины. Другая основана на предположении связи асимметричного спрединга с процессами глубинного характера, например, с приспособлением структуры зоны раздвига к очаговой области под ней. Решение вопроса, по-видимому, во многом зависит от масштаба проявления асимметрии, а также от того, в какой степени это может быть согласовано с другими геолого-геофизическими данными, которые в районе FAMOUS указывают на несколько повышенную интенсивность процессов новообразования океанической коры на восточном фланге по сравнению с западным [Ballard, Van Andel, 1977; Luyendyk, MacDonald, 1977; MacDonald, 1977; Williams, 1977], во всяком случае, для отрезка зоны, выделенной как рифтовая долина 2.

В работе В. Б. Брайена и Д. Г. Мура [Bryan, Moore, 1977] показано, что геохимические параметры базальтов* также вписываются в эту схему, например, отмечается асимметричная картина в распределении содержания некоторых окислов (рис. 3). Исходя из предположения о том, что наблюдаемый состав базальтов определяется главным образом процессами фракционирования родоначальной магмы, авторы данной работы приходят к выводу: кровля вытянутого вдоль долины очага наклонена более полого к востоку.

Приведенные сведения относятся к северному отрезку рифтовой зоны, где современная скорость полуспрединга в восточном направлении составляет 1,33 см/год, а в западном — около 1 см/год. Несколько южнее (рифтовая долина 3) наращивание коры идет практически симметрично, а на следующем отрезке рифта соотношение становится даже обратным, хотя и с небольшим различием — 1,25 см/год на запад и 1,13 см/год на восток [Ramberg et al., 1977]. Таким образом, на сравнительно коротких отрезках (10—15 км) по простиранию хребта отмечаются изменения в

* В качестве материнского материала для площадного анализа взяты образцы молодых вулканических построек внутри рифтовой долины. На основании методики определения возраста по толщине палагонитовых и окисных пленок возраст большей части образцов оценивается в интервале от нескольких сотен до первых тысяч лет.

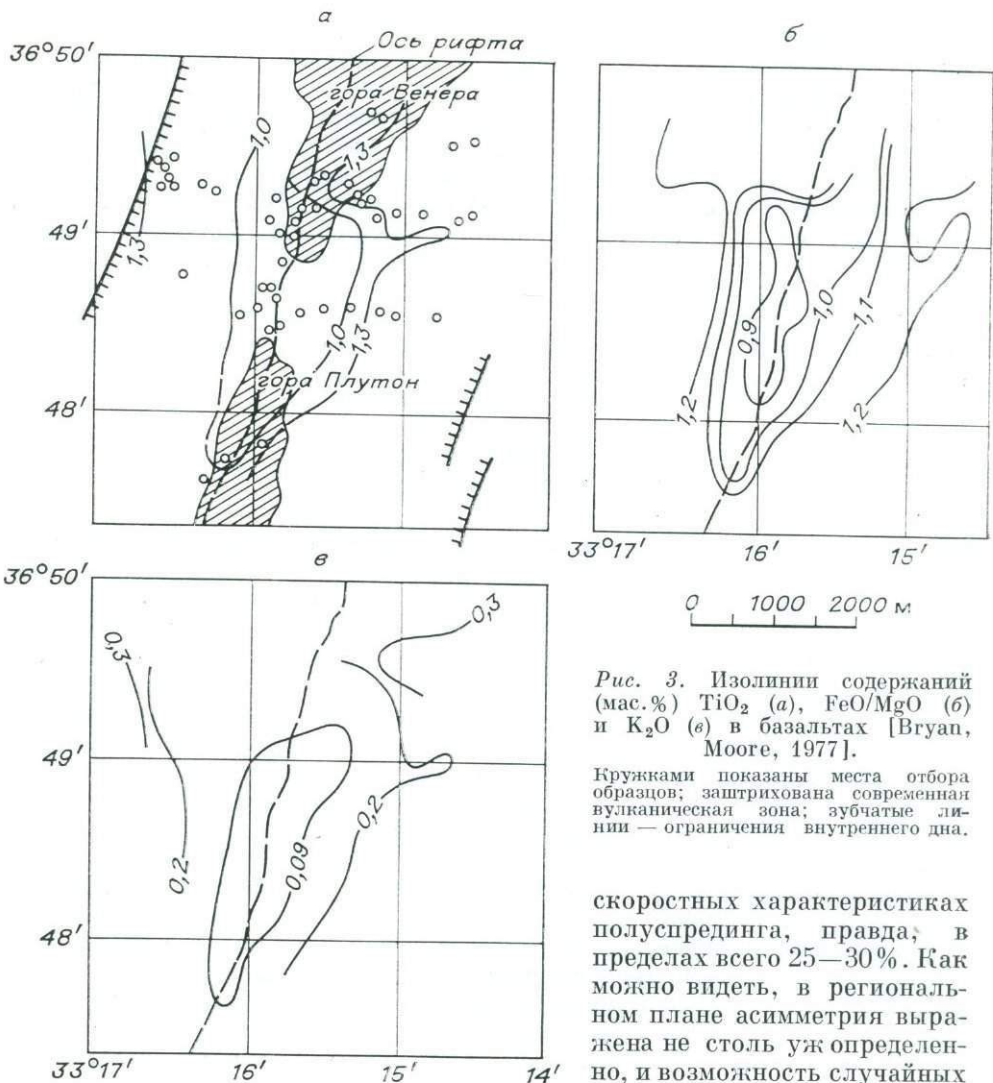


Рис. 3. Изолинии содержаний (мас.%) TiO_2 (а), FeO/MgO (б) и K_2O (в) в базальтах [Bryan, Moore, 1977].

Кружками показаны места отбора образцов; заштрихована современная вулканическая зона; зубчатые линии — ограничения внутреннего дна.

скоростных характеристиках полуспрединга, правда, в пределах всего 25—30%. Как можно видеть, в региональном плане асимметрия выражена не столь уж определенно, и возможность случайных отклонений здесь полностью исключить нельзя.

Существенно иная ситуация в Красноморском рифте. Здесь четко выраженная осевая зона прослеживается на достаточно большом расстоянии, и смещения по трансформным нарушениям, особенно южнее 19° с. ш., не столь значительны как в Атлантике, что и показано при проведении площадной батиметрической съемки [Backer et al., 1975]. Региональные магнитометрические исследования выявили весьма отчетливую асимметрию в скорости наращивания коры для последних 3—5 млн. лет, причем на юго-западном фланге она значительно больше (иногда до 70%), чем на северо-восточном [Roeser, 1975]. Это подтверждено результатами работ на относительно небольшом детальном полигоне [Атлас..., 1983]. Отчетливая асимметрия выражена и в распределении основных тектонических форм — уступов, гряд и т. п. Примечательно, что даже наклон основных площадок (структурных террас), замеренный по детальным сейсмоакустическим профилям, выполненным И. Н. Ельниковым (НИС «Профессор Штокман»), несколько различался на флангах возвышенностей по обе стороны от оси (рис. 4). Измерение теплового потока в Красном море показало, что его значение в среднем выше на Африканском побережье, чем на Аравийском [Вержбицкий, Золотарев, 1980]. Уже одни эти данные заставляют говорить о том, что в данном случае приходится иметь дело не со случайными вариациями процесса спрединга и какими-то эпизоди-

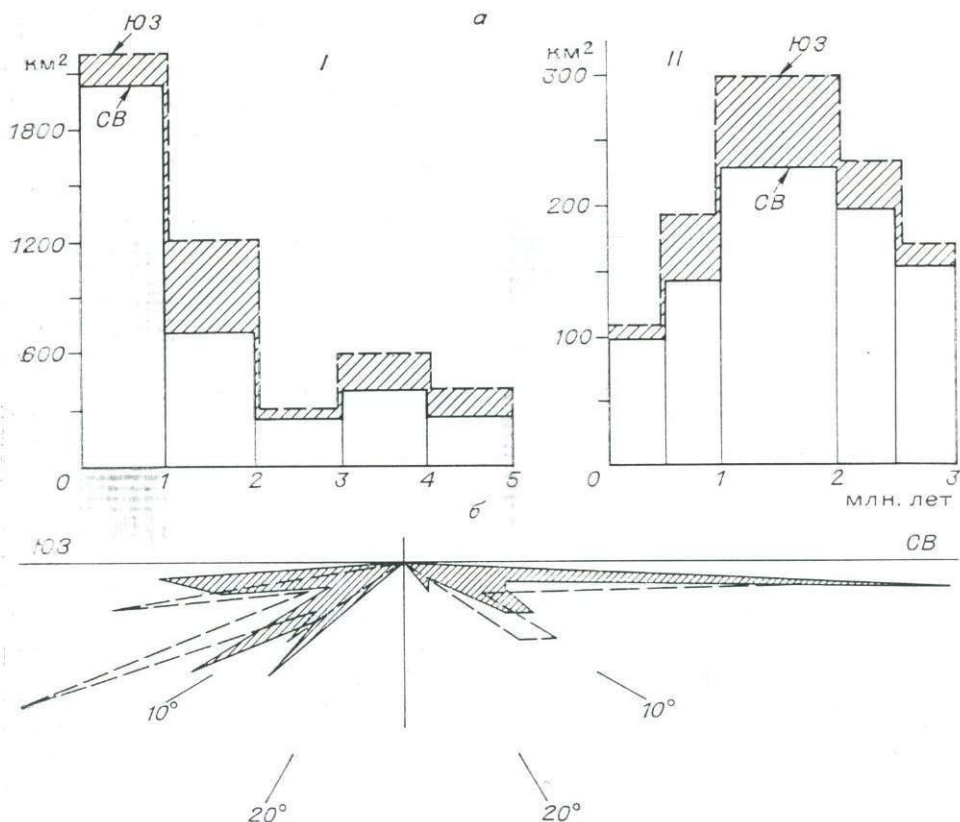


Рис. 4. Асимметрия в строении Красноморского рифта.

а — соотношение площадей нарастающей коры на юго-западном и северо-восточном флангах: I — по данным [Roeser, 1975], II — по данным [Атлас..., 1983]; б — наклоны поверхностей рельефа по обе стороны от оси (120 замеров). Косая штриховка — данные для коренных пород; штриховая линия — для поверхностей, покрытых осадками; угловой масштаб искажен.

ческими перепадами его оси, а, очевидно, с более закономерными явлениями глубинной природы.

Обращает на себя внимание распределение молодых вулканических построек в плане на небольшом полигоне в районе 18° с. ш. Они образуют цепочку правосторонне эшелонированных удлиненных гряд [Сборщиков, Литвин, 1982]. В направлении оси рифта с северо-запада на юго-восток отмечается постепенное смещение каждого звена к северо-востоку, так что если в северной части полигона зона экструзий находится в 1,5 км от краевого структурного уступа, то в южной это расстояние составляет не более 0,5 км. Таким образом, зона молодого вулканизма по отношению к дну рифта выглядит секущей. Однако простирание трещин отрыва, фиксировавшихся в подводных маршрутах, свидетельствует о направлении сил растяжения строго перпендикулярно оси рифта, и, следовательно, ориентировка экструзивной зоны не есть следствие косога спрединга, а связана она только со смещением отдельных построек в сторону при каких-то особых условиях раздвижения между Аравийской и Африканской плитами. Кулисные смещения осевой вулканической зоны отмечены не только на сравнительно небольшой площади малого полигона, но и на значительном отрезке рифта (рис. 5). При этом наблюдается достаточно четкий рисунок: в пределах каждого короткого звена видно отклонение оси (нулевой магнитной аномалии) в одну сторону, затем по трансформному нарушению — перепад в другую сторону, далее картина повторяется.

В пределах полигона рассмотрено площадное изменение состава базальтов, химизм которых исследован достаточно детально [Альмухамедов и др., 1984]. В качестве образцов брались породы только из осевой эк-

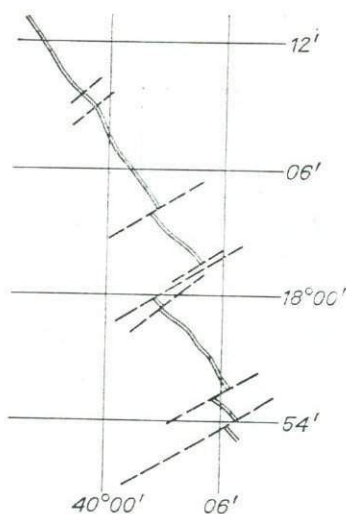


Рис. 5. Схема положения оси рифта (по нулевой магнитной аномалии) в Красном море [Атлас..., 1983].

струзивной зоны, где нет или почти нет осадочного материала. Их возраст, по-видимому, не превышает тысячи лет, и можно считать все базальты данной группы производными одной очаговой области. Установлено, что, являясь типичными океаническими толеитами, исследованные базальты отличаются от аналогичных пород других рифтов несколько большей степенью дифференцированности, что, очевидно, обусловлено малой скоростью раздвижения плит [Матвеевков и др., 1983].

На рис. 6 показаны изолинии равных содержаний некоторых окислов в базальтах экструзивной зоны. По сравнению с районом FAMOUS, где можно предполагать неравнозначность фланговых частей рифта, здесь по

химизму вырисовывается достаточно однообразное градиентное поле без сколько-нибудь серьезных отклонений и перегибов. Изолинии в целом грубо параллельны с последовательно нарастающими или убывающими в одном направлении значениями. Дисимметричная картина особенно хорошо видна на серии профилей по маршрутам (рис. 7).

Если учитывать соображения, высказанные В. Б. Брайненом и Д. Г. Муром относительно связи содержаний отдельных окислов с условиями выплавки, то надо признать, что в Красноморском рифте имеет место постепенное углубление кровли магматического очага под рифтовой долиной с юго-запада на северо-восток. В таком случае апикальная часть очаговой зоны, очевидно, должна находиться где-то юго-западнее современной полосы молодых вулканических излияний. Возможно ли это? И как такое предположение согласуется с другими геолого-геофизическими данными?

Кажется вероятным, что весь комплекс наблюдаемых явлений может быть понят как следствие некоторой дисгармонии между поверхностной структурой, выраженной в виде рифтовой долины, и более глубокими горизонтами. Сама по себе зона спрединга — это всего лишь граница двух раздвигающихся в стороны блоков литосферы, и глубинные процессы (например, конвективные потоки), управляющие движением плит, могут и не коррелировать с ориентировкой конкретной границы. Нетрудно представить ситуацию, когда мантийный поток, идущий под углом к оси спрединга, несколько смещает область плавления под рифтом в сторону. По-видимому, возможны различные варианты взаимоотношения глубинной и поверхностной структур. В частности, предполагается, что если вязкая диссипация под хребтом имеет минимальную величину (этот вариант кажется предпочтительным), то быстрее наращивается плита, в сторону которой направлен поток. При максимуме диссипации картина должна быть обратная [Stein et al., 1977]. Необходимо, очевидно, учитывать и размеры движущихся плит, и процессы на других их границах. Вероятно, не может быть универсального правила для определения направления потока материала под литосферой, основанного только на строении аккреционной границы. Смещение очаговой зоны в Красноморском рифте на юго-запад, вероятно, можно связать с движением астеносферного потока в этом направлении, но вопрос о том, как это согласовать с глобальной системой течений, остается пока открытым.

Таким образом, можно предполагать, что экструзивная зона в пределах дна рифтовой долины Красного моря оказывается над фланговой частью несколько сдвинутого в сторону магматического очага (рис. 8). В таком случае наблюдаемая структурная картина ступенчатого излома в плане оси спрединга есть следствие постоянной тенденции к смещению вулканической провинции к юго-западу вслед за очагом. Этот процесс, вероятно,

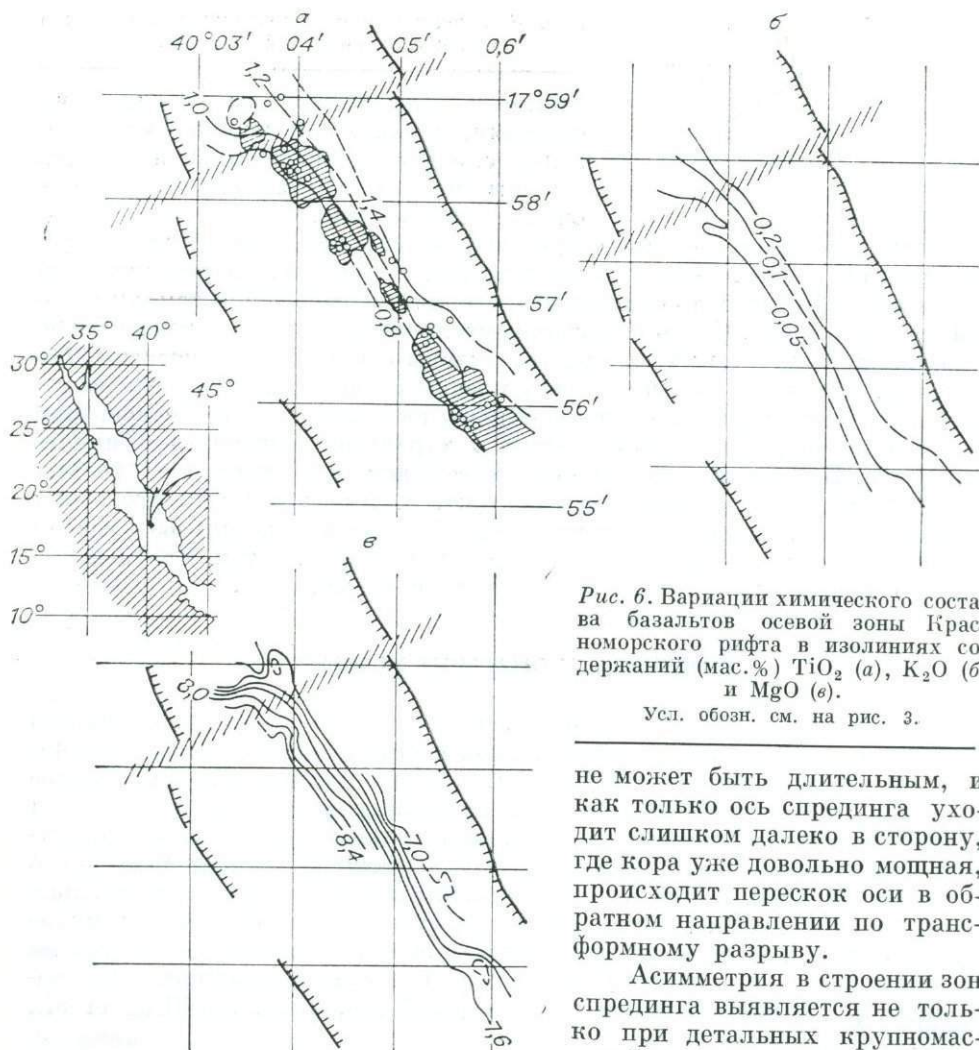


Рис. 6. Вариации химического состава базальтов осевой зоны Красноморского рифта в изолиниях содержаний (мас.%) TiO_2 (а), K_2O (б) и MgO (в).

Усл. обозн. см. на рис. 3.

не может быть длительным, и как только ось спрединга уходит слишком далеко в сторону, где кора уже довольно мощная, происходит перескок оси в обратном направлении по трансформному разрыву.

Асимметрия в строении зон спрединга выявляется не только при детальном крупномасштабных исследованиях, но и при статистической обработке данных мелкомасштабных работ. Подтверждается это данными по огромному региону Арктики [Vogt et al., 1982]. Здесь путем тщательных статистических подсчетов на обширном геолого-геофизическом материале показано, что в зоне раздвижения Евразийской и Северо-Американской плит процесс их нарачивания идет неравномерно. Авторы вслед за другими исследователями [Stein et al., 1977] полагают, что на основе этого можно составить представление об абсолютных движениях плит, приведенных, например, к условно неподвижной Африканской плите, а также — что срединные хребты по обе стороны от Африки должны расходиться. Это, в свою очередь, неизбежно привело

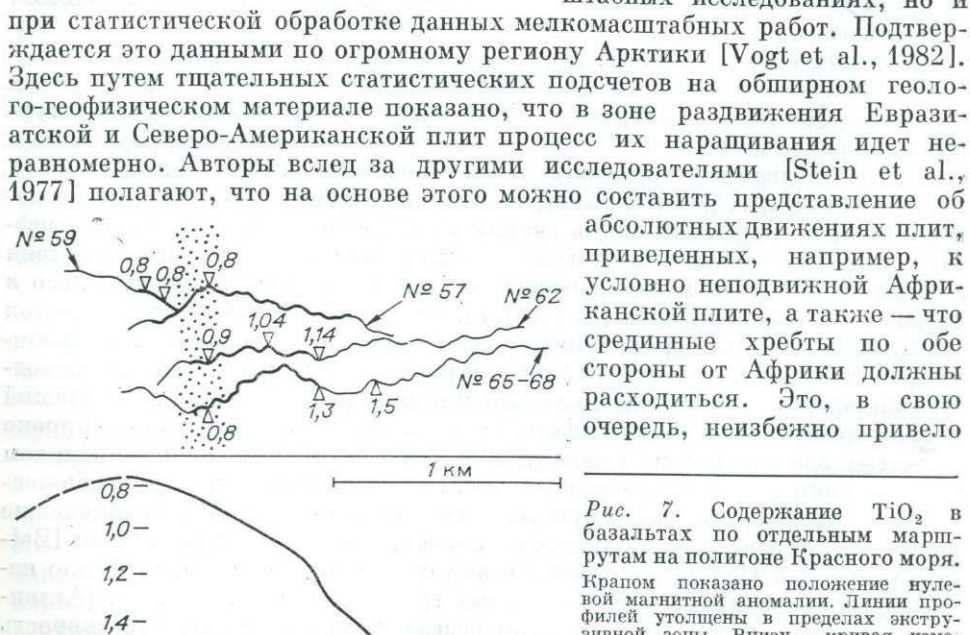


Рис. 7. Содержание TiO_2 в базальтах по отдельным маршрутам на полигоне Красного моря. Крапом показано положение нулевой магнитной аномалии. Линии профилей утолщены в пределах экстрезивной зоны. Внизу — кривая изменений содержания TiO_2 .

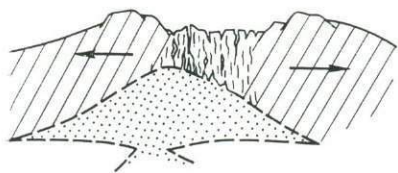


Рис. 8. Предполагаемые соотношения очаговой зоны и рифтовой долины.

бы к резко выраженной асимметрии в их строении. Однако, как хорошо известно, зоны спрединга Центральной и Южной Атлантики если и асимметричны, то в очень малой степени.

Таким образом, данные свидетельствуют о том, что асимметрия в строении срединных океанических хребтов, выраженная в региональном масштабе, не может быть случайным явлением, обусловленным произвольной миграцией оси. Связь с глубинными процессами здесь, по-видимому, существует. Пока еще трудно делать выводы о механизме такого взаимодействия. Можно лишь высказывать предположение о том, что на магматизм и структуру хребта оказывают влияние потоки в астеносфере. При этом многое может зависеть от состава и характера движения глубинного материала. В итоге один фланг оказывается доминирующим, и на разных уровнях структуры относительно смещаются. Для доказательства таких предположений, вероятно, представлял бы интерес детальный анализ структуры хребтов в отдельных ключевых участках, с тем, чтобы попытаться связать различные явления в единую схему.

СПРЕДИНГ В АНОМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

В качестве аномальных зон спрединга обычно выделяются участки срединных хребтов, где в той или иной форме предполагается дополнительный подток глубинного материала. Принято рассматривать в качестве примеров такого типа два региона, изученных к настоящему времени лучше других: Галапагосский рифт, являющийся зоной среднескоростного спрединга, и хр. Рейкьянес, находящийся на границе медленного раздвижения плит. В свое время высказаны предположения относительно принадлежности обоих регионов к так называемым «горячим точкам» [Morgan, 1972]. Специальные исследования без сомнения указывают на то, что именно к этим местам приурочены отчетливые геохимические аномалии в продольном сечении рифтов [Schilling, 1973; Schilling et al., 1982].

В пределах Галапагосского рифта обособляется центральный участок, ограниченный 85 и 95° з. д. Он выделяется как аномальным высокоамплитудным магнитным полем (H-zone), так и составом базальтов, а по морфологическому облику чрезвычайно близок высокоскоростным зонам спрединга [Lonsdale, 1977; Bougault et al., 1983]. Своеобразное структурное положение этого участка предполагает наличие здесь специфического спрединга, названного «продвигающимся рифтом» (propagation rift) [Heu, 1977; Heu et al., 1980]. Вероятно, такого типа процесс определяется последовательным смещением вдоль границы плит фронта «обновленного» рифта, иногда даже с некоторым изменением его простирания. В соответствии с этим появляется и серия особых «псевдоразрывов», уходящих косо в стороны от зоны спрединга [Heu, 1977]. Они как бы ограничивают участок коры, образованный за счет продвижения этого особого рифта. Экспедиция, изучавшая Галапагосский рифт в районе 86° з. д. с помощью подводных аппаратов, представила важный материал, не только подтвердивший геохимическую специфику базальтов, но и свидетельствующий о широко развитых здесь и весьма своеобразных формах лавовых излияний, в том числе и таких, как покровные потоки, лавовые озера, структуры обрушения при проседании камер-пустот, специфические «колонны», возникавшие вследствие остывания небольших бассейнов, заполненных расплавом [Ballard et al., 1979]. Все эти формы резко отличаются от того, что было известно для типичных низкоскоростных границ раздвижения плит (Атлантика, Красное море). Но при этом всегда имелось в виду, что скорость

6,5 см/год (средняя для Галапагосского рифта) характеризует довольно высокий темп раскрытия. Не кажется странным поэтому поразительное подобие в формах излившихся базальтов Галапагосского рифта и высокоскоростного ВТП [Francheteau et al., 1979]. Но особый интерес в сравнительном плане представляет изучение осевой зоны хр. Рейкьянес, в пределах которого скорость спрединга не превышает 2 см/год.

Хребт Рейкьянес является частью протяженной границы между Северо-Американской и Евразийской плитами на отрезке от разлома Чарли Гиббса до Исландии. По простиранию хребта отмечается смена его морфологического облика от гребневидного на севере до пологого валообразного поднятия с отчетливой долиной южнее 58° с. ш. [Каракин, Лобковский, 1984]. Именно в такой переходной зоне и проведены полигонные работы с аппаратами «Пайсис» [Кузнецов и др., 1985]. Первое, что обратило на себя внимание, это гигантских размеров рифтовая долина. Как уже отмечалось выше, ее величина не идет ни в какое сравнение со всеми известными океаническими рифтами. Здесь впечатляют и два мощных вулканических сооружения, выраженные протяженными (до 20 км) грядами, простирающимися под значительным углом к ограничениям рифта. В том же направлении, что и гряды, ориентированы трещины отрыва, что свидетельствует о растяжении, направленном неортогонально по отношению к аккреционной границе. Косо ориентированное раздвижение, по-видимому, присуще только низкоскоростному спредингу [Atwater, MacDonald, 1977; Stein, 1978], а длительное устойчивое развитие структур такого типа — это особая проблема, заслуживающая специального рассмотрения. Здесь же хотелось обратить внимание на другие черты строения рифта Рейкьянеса.

1. Несмотря на то, что преобладающим типом изучавшихся вулканических излияний являются хорошо известные подушечные лавы (быть может, только более крупные, чем в других местах — до 1,5—2 м в диаметре), все же в этом районе встречены и другие формы. Это потоки, дающие монолитные выходы мощностью до нескольких метров, и образования типа небольших лавовых озер.

2. В нижней части одного из краевых уступов обнаружены вертикальные плитообразные тела того же состава, что и лавы, которые можно считать верхней частью комплекса параллельных даек, аналоги которого на суше неоднократно описывались в составе офиолитовых серий. Это наблюдение, сделанное в океанических рифтах впервые, лишний раз свидетельствует о крупных вертикальных подвижках, естественных для долины такого размера.

3. Химический состав базальтов чрезвычайно однообразен и более всего близок толеитам ВТП [Альмухамедов и др., 1986].

4. Самые молодые излияния тяготеют к косо ориентированным вулканическим грядам. Важно отметить, что в погружениях обнаружены потоки базальтов, почти не покрытые осадками, со свежим стеклом на поверхности даже у самого основания северо-западного краевого уступа. Не исключено, однако, что здесь начинается еще одна гряда, уходящая за пределы изучавшегося полигона.

5. Открытые трещины отрыва, обычно распространенные в рифтовых долинах достаточно широко и часто даже определяющие облик целых зон, здесь развиты весьма ограниченно, во всяком случае, в маршрутах встречались крайне редко.

Все эти данные подтверждают представление о том, что в пределах хр. Рейкьянес существует достаточно крупный источник, дающий обильный магматический материал. Это отражается прежде всего в мощном проявлении вулканической деятельности, что при малой скорости спрединга приводит к заполнению почти всех приоткрывающихся трещин отрыва. Несомненно, что основной подток из глубин приурочен к северной, приисландской, части хребта. Однако и на образования в области 58° с. ш. его влияние в какой-то мере еще сказывается, поскольку поступающие на поверхность расплавы чрезвычайно однородны по составу. Несомненно, и

размеры очаговой зоны здесь больше, чем в обычных низкоскоростных срединговых хребтах, так как вулканизм проявлен по всему днущу аномально широкой долины. Остается открытым вопрос о том, чем же объяснить столь необычную ширину днуща. В литературе показано, что около 35 млн. лет назад зона срединга в северной части Атлантики не была прямой и лишеной, как сейчас, трансформных нарушений, а состояла из серии сегментов, смещенных по разрывам [Vogt, Johnson, 1975; Vorpel, Rudolf, 1980]*. Поскольку нет никаких оснований говорить об изменении направления раздвижения плит за это время, предполагается, что перестройка структуры конструктивной границы связана с другими причинами. В качестве вероятной причины можно рассматривать импульсную активизацию мантийной струи в районе Исландии. Возникший поток, распространившись на юг, мог, вероятно, привести к тому, что вместо сложной ломаной системы отрезков рифта и трансформных разломов возникла простая, но значительно более широкая единая структура. Это можно сравнить с процессом образования мощного русла, как бы вобравшего в себя все элементы предшествующего меандрирования потока. Севернее 60° с. ш., вблизи глубинного источника, образовался гребневидный хребет; южнее ($60-57^\circ$) влияние Исландской аномалии ощущалось меньше, но все же привело к образованию необычно широкой долины, не нарушенной поперечными разрывами; к югу от 57° глубинная структура, по-видимому, оказалась незатронутой, и здесь уже существует не только рифтовая долина, но и признаки трансформных нарушений, ее смещающих.

* *
*

В статье предпринята попытка рассмотреть некоторые вопросы преимущественно структурно-морфологических особенностей рифтовых зон океанов. Выводы о строении этих крупнейших структур сформулированы после экспедиции FAMOUS и имели 19 пунктов [Ballard, Van Andel, 1977]. Наиболее существенные из них отмечают наличие центральной провинции как района самого молодого и активного вулканизма; различие разрывной тектоники внутреннего дна и краевых гор; существование мелкого магматического резервуара под всем внутренним дном; преобладающее значение магматизма в рельефообразовании осевой зоны рифта и вертикальных смещений — на флангах; существование осцилляции оси магматизма в довольно узких пределах (1 км) и др. С учетом результатов последующих работ дополнительно могут быть высказаны следующие соображения. Постоянно действующий фактор растяжения порождает в пределах внутреннего дна трещины различной генерации, и на этом фоне происходит импульсное излияние лав. Сами трещины могут быть и параллельны оси рифта, и идти под углом к ней, но они всегда ортогональны направлению растяжения. Интенсивный магматизм рифта не всегда есть следствие большой скорости срединга. Ширина внутреннего дна не зависит от типа срединга и в большинстве зон находится в пределах 2,5—3,5 км (исключение составляет хр. Рейкьянес), а локальная миграция магматической оси ограничена внутренними стенками. Асимметрия наращивания плит скорее всего связана с особенностями глубинной структуры, а не со случайными перескоками оси. Размах рельефа в низкоскоростных рифтовых зонах выше, чем в высокоскоростных. Степень дифференциации вещества в очаге, по-видимому, зависит от размеров очаговой области.

* Вероятно, выдержанная в региональном плане линейность магнитных аномалий моложе 13-й (что соответствует возрасту 35 млн. лет) отражает лишь генеральное простирание хребта, а фактически и здесь существуют отдельные отрезки кулисного типа с небольшими смещениями. Соотношение основных и локальных направлений на конструктивной границе этого региона исследовано С. С. Рождественским и А. М. Карасиком [1976].

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А. И., Жюто Т., Матвеевков В. В. и др. Толитовые базальты Красного моря//Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент.— Новосибирск: Наука, 1984.— С. 41—59.
- Альмухамедов А. И., Кузьмин М. И., Богданов Ю. А., Сборщиков И. М. Вулканизм хребта Рейкьянес//Геология и геофизика.— 1986.— № 3.— С. 53—61.
- Атлас подводных фотографий Красноморского рифта.— М.: Наука, 1983.— 135 с.
- Вержицкий Е. В., Золотарев В. Г. Исследование теплового потока в рифтовой зоне Красного моря//Океанология.— 1980.— Т. XX, вып. 5.— С. 882—886.
- Каракин А. В., Лобковский Л. И. Механика раздвижения океанской литосферы//Итоги науки и техники. Механизм деформации твердого тела.— М., 1984.— Т. 17.— С. 63—151.
- Кузнецов А. П., Богданов Ю. А., Сагалевич А. М. и др. Некоторые результаты геологических исследований хребта Рейкьянес с подводных аппаратов//Океанология.— 1985.— Т. 25, вып. 1.— С. 100—107.
- Матвеевков В. В., Альмухамедов А. И., Костоглодов В. В. Вариации химического состава низкокальциевых толитов из рифтовых зон с различными скоростями спрединга//Докл. АН СССР, сер. геол.— 1983.— Т. 271, № 3.— С. 698—701.
- Рождественский С. С., Карасик А. М. Современная геометрия дивергентной границы Северо-Американской и Евразийской плит литосферы//Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 227, № 6.— С. 208—211.
- Сборщиков И. М., Литвин В. М. Структурные проявления растяжения в Красноморском рифте//Изв. АН СССР, сер. геол.— 1982.— № 1.— С. 95—103.
- Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Физика Земли//Итоги науки и техники.— М., 1978.— Т. 3.— 271 с.
- Allmendinger R. W., Rils F. The Galapagos rift at 86° W, 1 Regional morphological and structural analysis//Journ. Geoph. Res.— 1979.— V. 84, N B10.— P. 5379—5389.
- Anderson R. N., Noltimier H. C. A model for the horst and graben structure of mid-ocean ridge creasts based upon spreading velocity and basalt delivery to the oceanic crust//Geoph. J. Roy. Astr. Soc.— 1973.— V. 34.— P. 137—147.
- Atwater T., MacDonald K. C. Are spreading centers perpendicular to their transform faults?//Nature.— 1977.— V. 270, N 5639.— P. 715—719.
- Backer H., Lange K., Richter H. Morphology of the Red Sea central graben between Su-bair Islands and Abul Fizaan//Geol. Jahrbuch.— Hannover, 1975.— P. 79—123.
- Ballard R. D., Van Andel T. H. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36°50' on the Mid Atlantic Ridge//Geol. Soc. Amer. Bull.— 1977.— V. 88, N 4.— P. 507—529.
- Ballard R. D., Holcomb R. T., Van Andel T. H. The Galapagos rift at 86° W. 3. Sheet flows, collapse pits and lava lakes of the rift//Journ. Geoph. Res.— 1979.— V. 84, N B10.— P. 5407—5423.
- Ballard R. D., Francheteau J., Juteau T., Rangin C., Normark W. East Pacific Rise at 21° N; the volcanic, tectonic and hydrothermal processes of the central axis//Earth Plan. Sci. Lett.— 1981.— V. 55.— P. 1—10.
- Bougault H., Caudé S. C., Schilling J.-G. et al. Mantle heterogeneity and convection//Nature.— 1983.— V. 305, N 5932.— P. 278—279.
- Bryan W. B., Moore J. G. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic ridge valley near lat. 36°49' N//Geol. Soc. Amer. Bull.— 1977.— V. 88, N 4.— P. 556—570.
- Dalgniers M. V., Courtilot R., Bauer A., Tapponnier P. A model for the evolution of the axial zone of the mid-ocean ridges as suggested by Icelandic tectonics//Earth. Plan. Sci. Lett.— 1975.— V. 26.— P. 222—232.
- Francheteau J., Juteau T., Rangin C. Basaltic pillars in collapsed lava-pools on the deep ocean floor//Nature.— 1979.— V. 281, N 5728.— P. 209—211.
- Harrison C. G., Stieltjes L. Faulting within the median valley. Present state of plate tectonics//Tectonophysics.— 1977.— V. 38, № 1/2.— P. 137—144.
- Hey R. N. A new class of the pseudofaults and their bearing on the plate tectonics: a propagating rift model//Earth. Plan. Sci. Lett.— 1977.— V. 37.— P. 321—325.
- Hey R., Duennebier F. K., Morgan W. J. Propagating rifts on the mid-ocean ridges//Journ. Geoph. Res.— 1980.— V. 85, N 87.— P. 3647—3658.
- Keen C. E. The dynamics of rifting; deformation of the lithosphere by active and passive driving forces//Geoph. J. Roy. Astr. Soc.— 1985.— V. 80, N 1.— P. 95—118.
- Lonsdale P. Structural geomorphology of fast-spreading rise crust: the East Pacific rise near 3°25' S. Mar.//Journ. Geoph. Res.— 1977.— V. 3.— P. 251—293.
- Luyendyk R. P., MacDonald K. C. Physiography and structure of the inner floor of the FAMOUS rift valley//Geol. Soc. Amer. Bull.— 1977.— V. 88, N 5.— P. 648—663.
- MacDonald K. C. Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading and tectonics the Mid-Atlantic ridge near 37° N//Geol. Soc. Amer. Bull.— 1977.— V. 88, N 4.— P. 541—555.
- MacDonald K. C., Atwater T. M. Evolution of rifted ocean ridges//Earth. Plan. Sci. Lett.— 1978.— V. 39.— P. 319—327.
- Morgan W. Deep mantle convection plumes and plate motions//Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.— 1972.— V. 56, N 2.— P. 203—213.

- Needham N., Francheteau J. Some characteristics of the rift valley in the Atlantic ocean near 36°48' N//Earth. Plan. Sci. Lett.— 1974.— N 22.— P. 29—43.
- Ramberg J. B., Gray D. F., Reynolds R. G. Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic ridge, lat. 35°50' to 37°20' N//Geol. Soc. Amer. Bull.— 1977.— V. 88, N 5.— P. 609—620.
- Roeser H. A. A detailed magnetic survey of the southern Red Sea//Geolog. Jahrbuch, Hannover.— 1975.— P. 131—153.
- Schilling J.-G. Iceland mantle plume, geochemical evidence along Reykjanes Ridge//Nature.— 1973.— V. 242, N 5998.— P. 565—571.
- Schilling J.-G., Kingsley R. H., Devine J. D. Galapagos hot-spreading center system. 1. Spatial petrological and geochemical variations//Journ. Geoph. Res.— 1982.— V. 87, N B7.— P. 5593—5610.
- Searle R. C., Laughton A. S. Fine-scale sonar study of tectonic and volcanism on the Reykjanes ridge//Oceanol. Acta Suppl. An.— 1981.— V. 4.— P. 5—13.
- Sleep N., Rosendahl B. Topography and tectonics of Midoceanic ridges axes//Journ. Geoph. Res.— 1979.— V. 84, N B12.— P. 6831—6839.
- Stein S. A model for the relation between spreading rate and oblique spreading//Earth. Plan. Sci. Lett.— 1978.— V. 39.— P. 313—318.
- Stein S., Melosh H. J., Minster J. B. Ridge migration and asymmetric sea-floor spreading//Earth. Plan. Sci. Lett.— 1977.— V. 36.— P. 51—62.
- Tapponnier P., Francheteau J. Necking of the lithosphere and mechanics of slowly accreting plate boundaries//Journ. Geoph. Res.— 1978.— V. 83.— P. 3955—3970.
- Vogt P. R., Johnson G. L. Transform faults and longitudinal flow below the Mid-ocean Ridge//Journ. Geoph. Res.— 1975.— V. 80, N 11.— P. 1399—1428.
- Vogt P. R., Kovacs L. C., Bernero C., Srivastava S. P. Asymmetric geophysical signature in the Greenland-Norwegian and southern Labrador sea and the Eurasia basin//Tectonophysics.— 1982.— V. 89.— P. 95—160.
- Voppel D., Rudolf R. On the evolution of the Reykjanes ridges south of the 60° between 40 and 12 m. y. b. p//Journ. Geoph. Res.— 1980.— V. 47.— P. 61—66.
- Williams D. L., Tien Chang Lee, Von Herzen R. P. et al. A geothermal study of the Mid-Atlantic ridge near 37° N//Geol. Amer. Bull.— 1977.— V. 88, N 5.— P. 531—540.

**А. Ю. АНТОНОВ, О. Н. ВОЛЫНЕЦ, Г. П. АВДЕЙКО,
А. А. ЦВЕТКОВ, Н. Г. ГЛАДКОВ, Л. А. ИВАНОВА,
С. И. САВОСИН**

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ГЕНЕЗИСА ОСТРОВОДУЖНЫХ МАГМ

Одна из основных проблем современной геологии — происхождение островных дуг (ОД) и магматических образований, участвующих в их формировании. Вулканизм островных дуг изучен довольно хорошо, но имеющиеся данные до сих пор не позволяют однозначно решить вопрос о природе вулканических пород ОД. Важное звено в решении этой проблемы — выявление закономерных неоднородностей вещественного состава вулканических образований и связи их с такими параметрами ОД, как расстояние от глубоководного желоба до фронтальной части вулканической дуги, расстояние от вулканического фронта до места локализации отдельных вулканов, глубина до сейсмофокальной зоны, угол наклона этой зоны, мощность консолидированной коры и т. д. Это вполне понятно, так как уже давно [Kuno, 1959] хорошо известна неоднородность в составах вулканических пород ОД в различных частях земного шара, а также наличие в них поперечной и возможность появления продольной зональности и т. д., что наглядно показано в обобщающей монографии Д. Б. Джила [Gil, 1981].

Для Курильской ОД вопросы зональности рассматривались Г. С. Горшковым [1967], Е. К. Мархининым и Д. С. Стратулой [1971], Б. Н. Пискуновым и др. [1976], Л. Л. Леоновой [1979], А. И. Абдурахмановым [1980], А. И. Абдурахмановым и В. И. Федорченко [1980, 1983] и др. Некоторыми из них отмечалось, что наряду с поперечной зональностью,

выраженной прежде всего увеличением в вулканитах тыловой части дуги суммы щелочей в основном за счет калия, существует и продольная зональность, правда, выраженная менее отчетливо. Хотелось заметить, что если по петрохимическим характеристикам вулканических пород Курил, в первую очередь для вулканов, возвышающихся над уровнем моря, имеется обширный материал, то по редким и рассеянным элементам его явно недостаточно. Особенно это касается подводных вулканов, количество которых сопоставимо с вулканами, возвышающимися над уровнем моря (а возможно, и превышает их). По ним же даже петрохимическая информация явно недостаточна. Именно с этим в первую очередь и связаны многие спорные вопросы региональных закономерностей развития вулканизма как Курильской ОД, так и всей четвертичной Японо-Курило-Камчатской островодужной системы.

С учетом вышеизложенного Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР совместно с Институтом геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР и ИГЕМ АН СССР в последние годы проводились детальные исследования составов лав четвертичных вулканов Курильской ОД (11, 15 и 17-й рейсы НИС «Вулканолог»). Первые результаты этих исследований, в частности, по петрохимии и геохимии К, Fe, Rb, Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V, изотопам Sr и Nd в вулканитах Курил опубликованы [Авдейко и др., 1983; Авдейко и др., 1985а, б]. Эти публикации касаются в основном вулканизма северной и центральной частей Курильской ОД, так как материал по южной части дуги получен только в самое последнее время.

Как показали исследования последних лет [Балашов, 1976; Dostal et al., 1977а, б; Gill, 1981], для геохимической типизации вулканитов, выявления в них латеральной зональности, палеореконструкций и решения ряда петрологических проблем весьма высокую информативность несут данные по распределению в породах редкоземельных элементов (РЗЭ). Однако для четвертичных вулканитов Курильской ОД опубликовано только 8 полных редкоземельных спектров [Балашов, 1976]. Предлагаемая статья в какой-то мере восполняет этот недостаток. В ней представлены материалы по полному спектру РЗЭ в большинстве главных разновидностей вулканических образований Курильской ОД, обосновываются закономерности распределения редкоземельных и других элементов в этих вулканитах вкрест и вдоль простирания ОД, сопоставляются РЗЭ составов четвертичных вулканитов Курильской и смежной с ней ветвью Японской островодужной системы.

МЕТОДИКА ОПРОБОВАНИЯ И АНАЛИЗА

Опробование четвертичных вулканических образований Курильской ОД проводилось на отдельных полигонах (профилях), пересекающих вулканическую зону вкрест простирания (рис. 1) в пределах ее северной (профили Маканруши и Чиринкотан), центральной (профили пролива Диана и Буссоль) и южной (профили пролива Фриза и Южно-Итурупский) частей, характеризующихся различной мощностью консолидированной земной коры [Горшков, 1967; Пискунов и др., 1976; Авдейко и др., 1983, 1985а, б]. Для более удобного сопоставления составов вулканитов породы группировались в соответствии с удалением вулканов от вулканического фронта по трем зонам: I — фронтальной (0—15 км), II — промежуточной (15—45 км) и III — тыловой (> 45 км).

Опробовались породы как наземных, так и большинства подводных вулканов (драгирование). При этом в случае драгирования на анализ отбирались наиболее свежие разности пород из угловатых обломков, которые составляли более 50% объема драги. Это в максимальной степени исключало возможность анализа пород, связанных с ледовым разносом, обычным для северо-западной части Тихого океана. Часть отобранных проб (65) с 36 вулканов проанализирована на РЗЭ. Анализированные пробы харак-

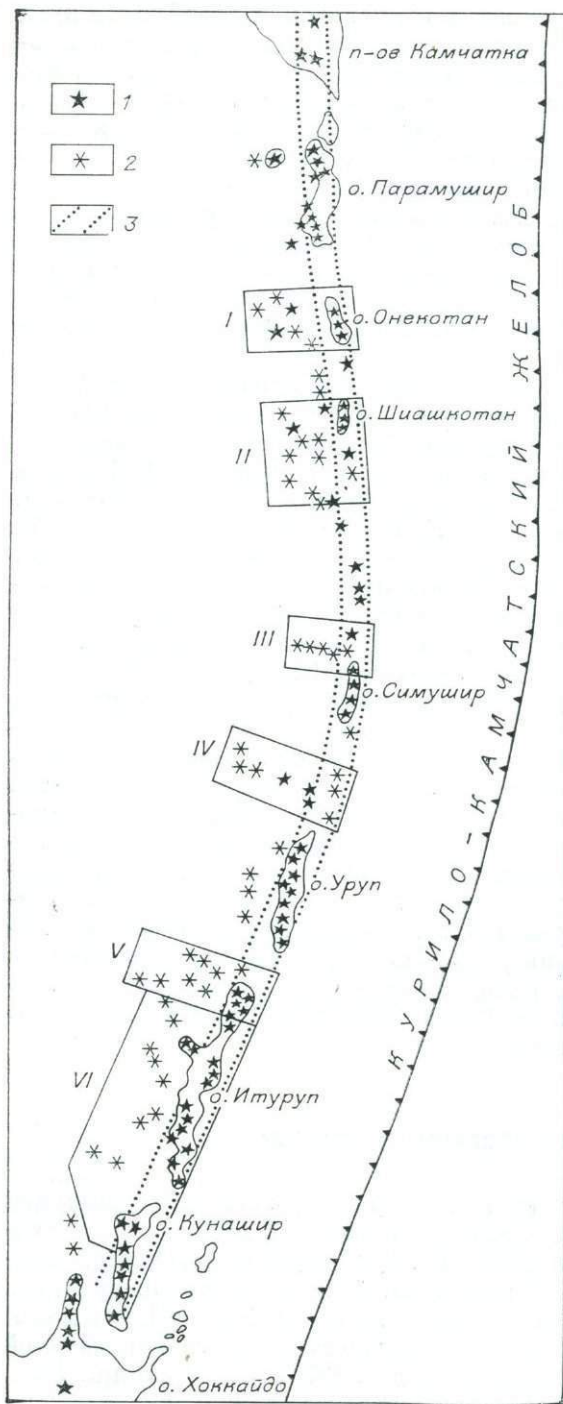


Рис. 1. Схема расположения четвертичных вулканов Курильской ОД.

1 — наземных; 2 — подводных; 3 — поле вулканов фронтальной зоны; I — VI — полигоны детальных исследований поперечных вулканических зон; I, II — Северные Курилы (I — профиль Макаруши, II — профиль Чиринкотан), III, IV — Центральные Курилы (III — профиль Диана, IV — профиль Буссоля), V, VI — Южные Курилы (V — профиль Фриза, VI — Южно-Итурупская серия профилей).

теризуют основные разновидности вулканитов Курильской ОД в ряду от базальтов до риолитов. При этом основное внимание уделено исследованию пород базальт-андезитового состава, наиболее распространенных в пределах Курильской ОД.

Северную часть Курильской ОД с мощностью земной коры ~25—30 км (профили Макаруши и Чиринкотан длиной 75 км) характеризуют 33 пробы вулканитов, отобранных с 18 вулканов, 9 из которых подводные (9 проб базальтов, 11 — андезитов-базальтов, 12 — андезитов, 1 — дацитов).

Центральная часть ОД с мощностью земной коры 10 км (профили проливов Диана и Буссоля длиной ~60 км) охарактеризована 23 пробами вулканитов с 12 вулканов, 4 из которых подводные (4 пробы базальтов, 9 — андезитов-базальтов, 6 — андезитов, 2 — дацитов, 1 — риодацитов и 1 — риолитов).

Южную часть Курильской ОД с мощностью земной коры 20—25 км (профиль прол. Фриза длиной 120 км) характеризуют 9 проб пород с 6 вулканов, 3 из которых — подводные (5 проб базальтов, 1 — андезитобазальтов и 3 —

андезитов). В отличие от предыдущих частей ОД в этой части исследованы породы только фронтальной и тыловой зон.

В большинстве изученных пород (41 проба) определялся полный спектр РЗЭ. Анализ проводился количественно-спектральным методом с предварительным химическим обогащением из тонкоизмельченных образцов навеской 5—10 г. Методика разработана в Институте геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР [Смирнова, Конусова, 1982]*.

* Основные параметры этой методики приведены в статье В. С. Антипина, О. Н. Волинца и др. (см. наст. сборник).

В 30 пробах нейтронно-активационным методом определен ограниченный спектр РЗЭ (La, Ce, Sm, Yb, Lu). Анализ проводился в лаборатории ВНИИЯГГ АН СССР С. И. Савосиным. Из всех изученных 6 проб вулканитов анализировались обоими вышеуказанными методами. Результаты определения РЗЭ в единых породах показали достаточную сходимость, что нам позволило здесь все имеющиеся данные по этим элементам использовать в едином плане.

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В табл. 1 и 2 дана характеристика химического состава, распределения РЗЭ, Rb, Ba, Sr и места отбора проб исследованной группы четвертичных вулканических пород Курильской ОД.

Величины отношений La/Yb в исследованных вулканитах Курил (в какой-то степени отражающие соотношения тяжелых и легких лантаноидов в спектре РЗЭ и часто используемые для типизации вулканитов) в среднем колеблются от 1 до 10 и близки таковым для вулканических образований других ОД [Балашов, 1976].

Соотношение легких и тяжелых РЗЭ в породах тыловой и фронтальной зон Курильской ОД существенно различаются. Так, во фронтальной зоне независимо от положения вулканов в той или иной части Курил в ряду пород от базальтов до андезитов сумма легких лантаноидов (Σ_{Ce}) почти всегда меньше, чем тяжелых РЗЭ + Y (Σ_Y), Σ_{Ce}/Σ_Y обычно < 1 и колеблется от 0,50 до 0,95, а значения La/Yb варьируют от 1,0 до 2,0.

С удалением от вулканического фронта ОД в породах закономерно возрастает сумма легких лантаноидов, и в 2—3 раза увеличивается их доля во всем спектре РЗЭ. (La/Yb значения увеличиваются до 4—7 в базальтах и андезито-базальтах и до 9—11 в андезитах.) Концентрации тяжелых РЗЭ в вулканитах обычно изменяются слабо. Можно лишь отметить, что в среднем в базальтах наблюдается слабое обогащение ими, а в андезито-базальтах и андезитах — слабое обеднение. При этом в породах тыловой зоны ОД суммарное содержание РЗЭ обычно увеличивается.

Особенности распределения РЗЭ в сериях вулканических пород Курильской ОД удобно рассмотреть с помощью графиков их нормированных содержаний по отношению к хондриту [Хэскин и др., 1968; Masuda et al., 1973; Балашов, 1976]. На графиках (рис. 2—5) отмеченное выше различное распределение РЗЭ в вулканитах Курил проявлено отчетливо и наглядно. Так, в вулканитах фронтальной зоны ОД наклон линии распределения РЗЭ обычно близок горизонтальному, т. е. хондритовому, хотя концентрации элементов превышают хондритовые в 10—40 раз. Иногда (см. рис. 2, 3) для пород этой зоны наблюдается и небольшой наклон линии распределения РЗЭ, обусловленный некоторым обеднением их легкими лантаноидами относительно тяжелых. Такие типы распределения РЗЭ являются характерной чертой вулканических пород многих толейтовых серий срединно-океанических хребтов и островных дуг. В лавах вулканов, удаленных от вулканического фронта ОД, левые части графиков РЗЭ от La до Gd имеют ярко выраженный наклон, отражающий закономерное накопление в вулканитах легких лантаноидов и преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. Весьма наглядно это отражено и на рис. 6, где к тыловым зонам в породах закономерно возрастает La/Yb отношение. При этом столь характерный для вулканитов фронтальной зоны ОД Семинимум по мере удаления вулканов от вулканического фронта становится все менее выраженным и в тыловой зоне практически исчезает (см. рис. 4).

В единых по отношению к фронту ОД зонах породы различной основности, которые можно рассматривать в качестве дифференциатов единой магмы, в основном характеризуются близким рисунком кривых распределения РЗЭ (что особенно касается пород ряда от базальтов до дацитов).

Химический состав (%) и содержания редких и редкоземельных элементов (г/т)

Компонент	Базальт									
	Часть ОД									
	северная			центральная				южная		
	Профиль									
	Маканруши			Буссоль			Фриза			
	Расстояние от места отбора проб до линии фронта вулканизма Курильской ОД (l, км)									
	0	0	40	63	63	75	30	60	0	63
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,06	52,21	48,16	49,55	50,50	46,61	52,10	49,94	49,84	50,80
TiO ₂	0,91	0,78	0,87	0,98	0,79	1,06	0,77	0,90	0,70	1,22
Al ₂ O ₃	18,07	17,45	16,38	18,13	17,43	18,30	17,63	17,36	19,36	18,33
Fe ₂ O ₃	5,56	5,53	4,90	4,43	4,41	4,66	2,74	2,27	1,97	3,06
FeO	5,85	5,09	5,91	4,85	3,82	6,20	7,09	5,75	8,50	5,99
MnO	0,23	0,21	0,17	0,16	0,17	0,19	0,19	0,18	0,20	0,19
MgO	4,58	4,88	7,53	5,43	6,72	5,06	6,00	8,58	6,05	4,59
CaO	9,92	9,71	10,85	10,66	10,60	11,50	9,80	10,10	11,62	9,22
Na ₂ O	2,84	2,65	2,82	3,04	3,10	3,34	2,09	3,27	1,62	2,90
K ₂ O	0,42	0,80	1,28	1,73	1,55	1,85	0,51	1,28	0,24	1,29
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,18	0,19	0,18	0,19	0,12	0,28	0,06	0,32
П.п.п.	0,27	0,43	0,60	0,51	0,32	0,64	0,11	0,18	0,33	1,58
Сумма	99,79	99,63	99,70	99,66	99,59	99,60	99,15	100,09	100,49	99,49
Rb	4	11	20	—	20	26	8	26	2	27
Ba	90	270	200	540	440	600	120	400	79	220
Sr	360	340	520	750	760	760	370	750	260	580
La	3,1	2,9	8,2	8,4	13,0	8,6	6,1	14,0	1,8	11,0
Ce	4,7	4,9	16,0	19,0	31,0	17,0	9,5	31,0	2,8	26,0
Pr	—	—	—	—	2,7	—	—	—	—	2,7
Nd	7,0	6,5	14,0	15,0	13,0	9,6	7,4	15,0	4,2	16,0
Sm	2,0	2,0	2,7	2,5	4,0	3,4	3,4	4,4	1,5	4,5
Eu	0,90	0,80	1,30	0,80	1,20	1,20	0,68	1,10	0,20	0,90
Gd	3,0	2,2	2,6	3,4	2,6	4,7	2,2	3,0	1,7	4,2
Tb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dy	2,5	2,9	2,9	3,8	2,6	3,4	3,0	3,3	2,7	4,5
Ho	—	0,67	0,60	0,74	0,68	0,73	0,59	0,70	0,60	0,90
Er	—	1,7	—	2,1	2,3	2,1	2,3	—	1,1	3,4
Yb	3,0	2,1	1,5	2,3	2,2	1,9	2,2	2,2	1,8	3,0
Lu	—	0,27	—	0,29	0,23	0,23	0,15	0,24	—	—
Y	18	15	13	20	19	19	17	17	14	24

Компонент	Андезито-базальт					Андезит				
	Часть ОД									
	центральная		южная			северная				
	Профиль									
	Буссоль		Фриза			Маканруши				
	Расстояние от места отбора проб до линии фронта вулканизма Курильской ОД (l, км)									
	30	30	30	120	0	0	0	45	45	40
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	53,20	56,34	54,56	53,88	60,45	61,76	62,95	62,23	60,61	58,60
TiO ₂	0,68	0,82	0,81	1,02	0,89	0,71	0,80	0,38	0,55	0,61
Al ₂ O ₃	20,88	17,20	16,78	17,59	15,29	16,22	15,33	16,96	17,17	17,46

в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги

Компонент	Базальт		Андезито-базальт					
	Часть ОД							
	южная		северная			центральная		
	Профиль							
	Фриза		Маканруши			Диана		
	Расстояние от места отбора проб до линии фронта вулканизма Курильской ОД (l, км)							
	63	66	0	43	40	63	0	18
	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	51,72	52,88	55,67	54,48	56,55	54,18	54,40	56,70
TiO ₂	0,83	1,05	0,72	0,68	0,62	0,69	0,85	0,71
Al ₂ O ₃	20,21	17,35	16,60	17,22	18,12	17,80	17,70	18,75
Fe ₂ O ₃	0,61	4,17	4,49	4,03	4,52	3,26	3,43	2,88
FeO	7,43	3,74	3,85	3,48	2,66	4,24	6,33	4,13
MnO	0,47	0,14	0,17	0,18	0,20	0,17	0,21	0,18
MgO	2,49	4,59	4,70	4,67	3,14	4,73	4,75	3,81
CaO	8,72	9,72	8,70	8,84	6,85	9,17	8,83	8,06
Na ₂ O	3,52	2,97	3,10	3,29	3,35	2,97	2,91	3,07
K ₂ O	0,54	1,20	1,09	1,82	1,89	1,70	0,53	1,36
P ₂ O ₅	0,21	0,34	0,09	0,18	0,27	0,25	0,13	0,27
П.п.п.	2,87	2,20	0,47	0,77	1,74	0,61	-0,32	0,66
Сумма	99,62	100,35	99,65	99,64	99,91	99,77	99,80	100,58
Rb	4	18	16	23	50	35	6	26
Ba	100	300	270	670	830	770	170	320
Sr	660	400	360	640	880	820	370	500
La	7,0	11,0	4,4	11,0	21,0	15,0	5,3	12,0
Ce	14,0	16,0	11,0	30,0	32,0	25,0	9,5	27,0
Pr	—	2,0	—	2,8	5,0	—	—	3,4
Nd	9,3	12,0	7,0	13,0	15,0	15,0	9,9	13,0
Sm	3,4	3,2	3,0	3,1	4,5	2,8	2,5	4,5
Eu	1,10	1,00	0,70	1,20	1,50	0,70	0,87	0,72
Gd	3,3	2,6	3,3	3,0	2,6	3,4	3,2	3,5
Tb	—	—	0,54	—	—	—	—	—
Dy	3,7	2,9	2,8	2,4	2,4	3,6	5,3	3,2
Ho	0,75	0,68	1,00	0,54	0,55	0,91	0,90	0,66
Er	2,7	2,2	—	2,0	—	—	3,0	2,4
Yb	1,9	2,3	3,3	2,3	2,0	2,5	2,7	2,4
Lu	—	—	0,39	0,19	0,34	9,30	0,60	—
Y	20	16	21	17	17	18	19	18

Компонент	Андезит								Дацит	Риодацит	Риолит			
	Часть ОД													
	северная		центральная			южная			северная		центральная			
	Профиль													
	Буссоль		Диана			Фриза			Буссоль					
	Расстояние от места отбора проб до линии фронта вулканизма Курильской ОД (l, км)													
	55	21	30	30	57	50	0	0	120	0	30	60		
	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	60
SiO ₂	60,42	57,44	57,91	60,37	60,68	57,78	57,96	60,64	61,24	66,20	65,74	71,21	73,13	
TiO ₂	0,55	0,83	0,78	0,72	0,70	0,83	0,96	0,58	0,60	0,76	0,66	0,23	0,26	
Al ₂ O ₃	16,45	16,43	16,61	16,00	16,50	17,54	15,88	17,21	17,31	14,25	15,18	14,11	14,15	

Компонент	Андезито-базальт				Анлезит					
	Часть ОД									
	центральная			южная		северная				
	Профиль									
	Буссоль			Фриза		Маканруши				
	Расстояние от места отбора проб до линии фронта вулканизма Курильской ОД (I, км)									
	30	30	30	120	0	0	0	45	45	40
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Fe ₂ O ₃	2,23	3,87	3,30	2,59	3,21	3,63	2,83	3,04	4,15	3,72
FeO	5,30	5,30	4,94	5,15	5,69	3,27	3,68	2,85	1,88	2,19
MnO	0,15	0,19	0,17	0,17	0,22	0,17	0,16	0,15	0,12	0,15
MgO	3,48	4,15	6,19	4,49	2,24	2,29	1,68	1,90	1,91	3,13
CaO	10,53	8,53	9,07	8,80	6,28	6,06	5,87	5,34	6,55	7,29
Na ₂ O	2,56	3,13	2,70	2,77	3,77	4,03	3,96	3,72	4,13	3,57
K ₂ O	0,66	0,87	1,10	1,29	1,14	1,28	1,70	2,84	1,89	1,91
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,15	0,23	0,08	0,17	0,20	0,16	0,16	0,16
П.п.п.	—	-0,09	-0,03	1,60	0,39	0,27	0,39	0,79	0,72	1,16
С у м м а	99,79	100,45	99,74	99,55	99,65	99,86	99,55	100,36	99,84	99,95
Rb	11	12	17	21	12	17	30	52	28	56
Ba	160	170	270	260	200	320	420	860	670	690
Sr	440	360	430	420	330	340	360	900	530	740
La	11,0	10,0	11,0	8,9	10,0	14,0	10,0	25,0	12,0	15,0
Ce	23,0	19,0	19,0	20,0	32,0	28,0	20,0	46,0	28,0	22,0
Pr	—	—	—	2,3	—	—	2,9	—	—	—
Nd	16,0	13,0	14,0	13,0	20,0	17,0	14,0	17,0	13,0	13,0
Sm	3,9	4,4	4,3	4,0	9,5	8,7	5,2	4,0	2,8	2,6
Eu	0,88	1,20	0,89	1,0	3,3	1,6	2,1	1,3	1,50	0,80
Gd	2,3	3,9	3,5	3,4	8,5	9,0	6,2	2,9	2,1	2,2
Tb	—	—	—	0,60	1,70	1,50	—	0,5	1,0	0,5
Dy	3,4	5,2	4,3	4,1	9,7	6,8	6,3	2,3	2,6	3,1
Ho	0,50	0,75	0,70	0,76	2,20	2,30	1,50	0,70	0,60	0,70
Er	—	—	—	2,8	7,0	6,0	4,0	—	1,9	—
Yb	2,5	3,5	2,6	2,7	8,9	6,4	4,6	2,5	1,9	2,1
Lu	0,44	0,16	0,16	—	0,60	0,77	0,49	0,29	0,20	—
Y	17	26	21	17	53	44	30	17	16	16

Примечание. Аналитические работы проведены в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР В. А. Писарской, Т. Н. Гуничевой (силикатный анализ), С. И. Шигаровой, Д. Я. Орловой (Rb — пламенная фотометрия), А. Л. Финкельштейном (Ba, Sr — рентгеноспектральный метод); Л. А. Ивановой, Е. В. Смирновой (PЗЭ). Местоположение проб: 1, 2 — о. Онекотан, 1 (5918) — кальдера Немо, 2 (5906/1) — кальдера Тао-Русур; 3 (B11-79/1) — о. Маканруши, подводное основание, глубина 315—610 м; 4, 5 (B11-74/1, 76/1) — скалы Авось, подводное основание, глубина ~340 м; 6(B11-72/5) — подводный вулкан Белянкина, глубина ~700 м; 7(B15-90/1) — о. Брат Чирпой, подводное основание, глубина ~250 м; 8(B15-43/1) — о. Броутон, 7(B15-90/1) — о. Брат Чирпой, подводное основание, глубина ~400 м; 9(B15-393) — о. Итуруп, кальдера Медвежья; 10(B15-77/1) — подводная гора, в 63 км от начала профиля Фриза, глубина ~400 м; 11-12 (B15-77/2 и 77/1) — подводная гора, в 63 км от начала профиля Фриза, глубина ~400 м; 13(8301) — о. Онекотан, кальдера Тао-Русур; 80/1) — подводные горы, глубина 320—450 м; 13(8301) — о. Онекотан, кальдера Тао-Русур; 14(B11-506) — о. Маканруши; 15(B11-77/6) — о. Маканруши, подводное основание, глубина 140 м; 16(B11-75/3) — скалы Авось, подводное основание, глубина 250—700 м; 17(ФБ-48) — о. Си-мушир, влк. Уратман; 18(B15-27/1) — подводный вулкан Лисанского, глубина 180—250 м; 19(B15-90/2) — о. Брат Чирпой, подводное основание, глубина 170—300 м; 20(B15-329) — о. Чирпой, влк. Чирпой; 21(B15-330) — о. Чирпой, мыс Лапка, отложения кальдеры Г. С. Горшкова; 22(B15-73/5) — подводная гора, глубина 1400—1700 м; 23(Н-3) — о. Онекотан, кальдера НЭМО; 24—25(8321 и 8300/5) — о. Онекотан, кальдера Тао-Русур; 26—27(B11-80/3 и 80/4) — подводный вулкан Шийа, глубина 160—170 м; 28(B11-81/1) — о. Маканруши, подводное основание глубина 250—350 м; 29(B11-73/13) — подводный вулкан С. С. Смирнова, глубина 1050—1300 м.

Компо- нент	Андезит										Дацит	Риодацит	Риолит
	Часть ОД												
	северная		центральная		южная				север- ная	центральная			
	Профиль												
	Буссоль			Диана		Фриза				Буссоль			
	Расстояние от места отбора проб до линии фронта вулканизма Курильской ОД (L, км)												
	55	21	30	30	57	50	0	0	120	0	30	60	60
29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	
Fe ₂ O ₃	3,19	2,25	3,28	2,59	2,69	2,02	2,32	4,40	1,76	4,54	1,36	0,10	1,57
FeO	2,60	4,47	5,57	4,94	3,41	4,58	6,28	3,10	2,45	2,19	4,76	2,06	0,63
MnO	0,15	0,13	0,17	0,15	0,14	0,16	0,18	0,09	0,18	0,19	0,15	0,10	0,10
MgO	2,45	3,81	4,14	3,36	3,59	3,64	3,93	2,58	1,22	1,20	1,33	0,62	0,66
CaO	6,01	8,66	8,18	7,08	6,63	6,48	7,31	6,89	4,54	4,12	4,39	2,02	1,99
Na ₂ O	3,87	2,95	2,46	3,16	3,22	3,57	2,76	3,02	4,34	4,26	4,11	3,56	3,90
K ₂ O	2,76	1,10	1,09	1,29	2,14	2,01	0,87	0,68	3,71	1,30	1,80	3,13	3,18
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,11	0,12	—	0,35	0,11	0,08	0,26	0,17	0,14	0,07	0,07
П.п.п.	1,24	0,40	-0,12	-0,13	0,19	0,86	0,98	1,14	1,95	0,70	-0,06	2,63	0,39
С у м- м а	99,79	99,22	100,18	99,65	99,96	99,82	99,54	100,41	99,56	99,88	99,56	99,84	100,03
Rb	65		20	20	42	40	12	3	89	14	20	76	66
Ba	670		270	320	600	560	250	100	640	240	240	880	830
Sr	590		350	290	530	490	260	210	430	290	300	420	420
La	22,0	7,9	10,0	13,0	30,0	12,0	3,6	5,6	22,0	7,0	10,0	19,0	21,0
Ce	31,0	13,0	22,0	28,0	47,0	25,0	8,9	10,0	40,0	14,0	19,0	33,0	32,0
Pr	3,4	—	2,2	—	4,3	2,5	1,3	1,1	2,6	1,2	—	2,8	2,6
Nd	15,0	12,0	15,0	15,0	24,0	16,0	7,4	8,2	21,0	12,0	12,0	11,5	12,0
Sm	2,5	2,4	4,5	4,7	5,6	4,9	3,6	3,9	3,6	3,9	4,2	2,5	2,6
Eu	0,60	0,96	1,3	2,00	1,30	1,50	0,80	0,80	1,10	1,60	1,00	0,40	0,80
Gd	2,5	3,0	3,2	4,5	3,7	3,8	3,1	3,3	4,0	3,9	3,3	2,0	2,2
Tb	—	—	0,64	—	—	0,80	—	1,1	1,3	1,4	—	—	—
Dy	2,2	3,8	4,1	5,2	4,4	4,4	4,5	4,6	4,2	5,8	4,3	2,2	2,3
Ho	0,60	0,78	0,67	1,00	0,80	0,90	0,89	0,90	0,80	1,30	1,00	—	0,32
Er	1,9	2,0	2,4	—	—	2,6	3,2	3,3	2,5	4,5	3,1	—	—
Yb	2,0	2,7	3,2	4,0	3,0	2,6	3,2	3,5	2,5	4,4	3,2	1,4	1,6
Lu	0,20	0,20	0,30	0,18	0,21	0,40	—	—	0,35	0,54	0,35	—	—
Y	19	17	23	28	21	16	21	20	17	32	25	11	12

профиль Макарushi; 30(B11—572) — о. Экарма, профиль Чиринкотан; 31(B15—331) — о. Чирпой, мыс Ляпка, отложения кальдеры Г. С. Горшкова; 32(B15—322) — о. Чирпой влк. Сноу; 33(B15—307) — о. Броутон; 34(B15—29/1) — подводный вулкан Пегас, глубина 900—1000 м; 35(B15—392) — о. Итуруп, влк. Кудрявый; 36(B15—390) — о. Итуруп, влк. Медвежий; 37(B15—73/1) — подводная гора, глубина 1400—1700 м; 38(5912) — о. Онекотан, кальдера НЭМО; 39(B15—323) — о. Чирпой, влк. Сноу; 40, 41(B15—88/1 и 313/1) — о. Броутон, подводное основание, глубина 530—570 м.

Однако от основных к кислым породам каждой зоны происходит сначала закономерное увеличение суммы РЗЭ (до андезитов), а затем ее постепенное уменьшение (до риолитов). При этом Σ_{Y} в породах от дацитов до риолитов падает быстрее, чем в ряду вулканитов от андезитов до базальтов.

Распределение SiO₂, K₂O (%) и редкоземельных элементов (г/т) в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги

№ п/п	Порода	Индекс	Местоположение	l, км	SiO ₂	K ₂ O	La	Ce	Sm	Yb	Lu
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Северная часть ОД (1, 2 — профиль Маканруши, 3, 4 — профиль Чиринкотан)</i>											
1	Базальт	V11—575	о. Атласова, влк. Аланд	50	49,75	1,72	11,19	23,61	4,13	2,24	0,33
2		V11—72/5	Подводный влк. Белянкина (700 м)	75	46,61	1,85	9,66	18,36	4,91	2,32	0,35
3		V11—559	о. Райкоке	22	51,12	1,20	9,06	24,28	3,57	3,68	0,23
4		V11—114/3	о. Чиринкотан	50	51,64	1,50	15,50	28,76	4,84	3,62	0,26
<i>Центральная часть ОД (5 — профиль Диана, 6 — профиль Буссоль)</i>											
5		V15—25/2	Подводный влк. Лисянского (200 м)	18	52,32	1,18	12,51	27,47	4,47	3,13	0,23
6		V15—40/1	Подводная кальдера Г. С. Горпкова	30	51,16	1,47	16,01	24,29	4,87	2,48	0,26
<i>Южная часть ОД (7 — профиль Фриза)</i>											
7		V15—404	о. Итуруп, кальдера Медвежья	0	51,04	0,60	3,65	15,00	2,35	1,49	0,30
<i>Северная часть ОД (8—11 — профиль Маканруши, 12—17 — профиль Чиринкотан)</i>											
8	Андезитобазальт	8301	о. Онекотан, кальдера Тао-Русыр	0	55,67	1,09	4,88	11,12	2,64	2,67	0,44
9		4/8—81	о. Парамушир, влк. Чикурачки	20	56,60	1,03	13,94	23,77	3,81	2,34	0,51
10		V11—506	о. Маканруши	40	54,48	1,82	14,41	23,63	3,94	2,13	0,38
11		V11—75/3	Скалы Авось, подводное основание (340 м)	63	54,18	1,70	10,28	25,80	2,65	1,98	0,27
12		ФБ-1	Скалы Ловушки, подводное основание	0	54,86	0,60	2,86	4,08	1,50	3,71	0,16
13		V11—113/2	Там же	0	53,01	0,34	1,46	4,65	1,86	3,30	0,37
14		V11—113/3	Там же	0	55,84	0,68	2,43	9,63	2,75	2,92	0,28
15		V11—110/4	Подводный вулкан (218 м)	27	55,88	1,41	13,76	20,93	3,54	2,76	0,23
16		V11—107/1	(2000 м)	36	55,50	1,85	18,39	27,44	4,55	3,23	0,25
17		V11—109/1	(700 м)	48	53,64	1,85	18,59	35,58	4,25	2,45	0,25
<i>Центральная часть ОД (18, 19 — профиль Диана, 20, 21 — профиль Буссоль)</i>											
18		P-52	о. Кетой	0	54,19	0,59	5,83	11,63	3,24	3,00	0,37
19		V15—30/2	Подводный влк. Пегас (900 м)	48	56,62	1,60	23,40	39,76	4,86	1,44	0,24
20		140/81	о. Симушир, кальдера Заварицкого	0	53,85	0,39	3,85	9,11	2,99	3,78	0,50
21		V15—88/5	о. Броутон, подводное основание	48	56,23	1,62	16,59	17,10	4,81	3,61	0,34
<i>Северная часть ОД (22—26 — профиль Чиринкотан)</i>											
22	Андезит	P-56	о. Шнашкотан	0	59,71	0,99	7,32	14,69	2,79	3,01	0,37
23		V11—572	о. Экарма	19	57,44	1,10	4,89	12,26	2,40	3,31	0,47
24		V11—527	о. Чиринкотан	50	57,36	2,06	16,53	29,11	4,22	2,58	0,41
25		V11—539	»	50	59,00	2,10	21,10	47,50	4,91	1,78	—
26		V11—108/12	Подводный вулкан (700 м)	48	59,54	2,40	25,29	40,39	4,91	2,97	0,26
<i>Центральная часть ОД (27, 28 — профиль Буссоль, 29 — профиль Диана)</i>											
27		V15—327	о. Чирпой, влк. Черный	30	61,20	1,47	7,32	15,40	3,54	3,35	0,42

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
28	Андезит	V15—331	о. Чирной, мыс Лапка	30	57,91	1,09	10,80	22,09	5,03	4,64	0,52
29		V15—30/1	Подводный влк. Пе- гас (900 м)	48	58,26	1,63	25,83	40,97	3,76	1,30	0,18

Центральная часть ОД, профиль Диана

30	Дацит	V11—549	о. Янкича (группа Ушишир)	0	65,63	0,98	4,41	9,71	2,42	2,61	0,36
----	-------	---------	------------------------------	---	-------	------	------	------	------	------	------

Примечание. Аналитические работы по определению РЗЭ проведены нейтронно-активационным методом в лаборатории ВНИИЯГ АН СССР С. И. Савосиным. Цифры в скобках при характеристике подводных вулканитов показывают расстояние от уровня воды до вершины вулкана (глубину).

Отмечается различное распределение РЗЭ в вулканитах и по простиранию Курильской ОД (рис. 5—11). Правда, не всегда эти различия можно выявить достаточно четко. Так, на графиках средних нормированных по хондриту содержаний РЗЭ показано, что во всем ряду вулканитов фронтальной зоны ОД каких-либо значительных различий по распределению РЗЭ не проявлено. Отмечаются лишь несколько повышенные содержания всей суммы РЗЭ в андезитах одного, последнего, профиля северной части ОД (профиль Маканруши). В противоположность этому в тыловой зоне той же самой северной части ОД, по сравнению с более южными ее частями, в вулканитах всего базальт-андезитового ряда (особенно в андезито-базальтах и андезитах) заметно изменяется характер накопления легких лантаноидов, что наглядно выражается в увеличении углов наклона линейный распределения РЗЭ в левых частях графиков рис. 5. Кроме того, андезиты тыловой зоны этой части ОД по сравнению с таковыми фронтальной зоны не характеризуются ни значительным накоплением общей суммы легких лантаноидов (от La до Eu), ни увеличением всей суммы РЗЭ (последняя даже уменьшается). При этом в них резко увеличиваются концентрации La и Ce, заметно уменьшаются Sm и Eu и резко падают содержания тяжелых РЗЭ.

Следует заметить, что при нашем анализе усредненных данных по РЗЭ в породах (см. рис. 5) весьма недостаточно учитывался такой важный фактор как удаленность вулканов от вулканического фронта. Она же даже в пределах одной и той же зоны ОД может меняться весьма значительно, поэтому оценка характера накопления легких РЗЭ в вулканитах, сделанная нами методом «усреднения», весьма приближительна и недостаточно надежна. Для более точной и простой его оценки (а также для того, чтобы максимально и наглядно использовать весь имеющийся материал по РЗЭ) нами выбраны такие параметры состава пород как La/Yb отношение и разница в нормированных содержаниях La и $Sm(C_{La} - C_{Sm})_{норм}$, изменение которых легко оценить в связи с действительной удаленностью вулканитов от фронта вулканизма на простейших бинарных графиках (см. рис. 8—11). Данная оценка принимается нами как количественное выражение скорости накопления легких РЗЭ вулканитами. Как следует (см. рис. 8—11), по скорости накопления легких РЗЭ все вулканиты Курильской ОД четко делятся на две группы. С одной стороны, это породы южной части ОД, где значения La/Yb отношения и $(C_{La} - C_{Sm})_{норм}$ минимальны и, следовательно, скорость накопления легких РЗЭ минимальна. С другой — это вулканиты центральной и северной части ОД, где значения данных параметров заметно повышены (особенно для андезитов и андезито-базальтов), а скорость накопления легких РЗЭ максимальна.

Вулканиты различных частей Курильской ОД заметно отличаются и по такому генетически важному параметру, как наличие или отсутствие в них Eu-минимума. Eu-минимум (оцененный в 41 пробе) не характерен для базальтов ОД (только в некоторых пробах южной части Курил величина Eu/Eu^* достигает 0,38—0,62). Напротив, почти все андезито-базаль-

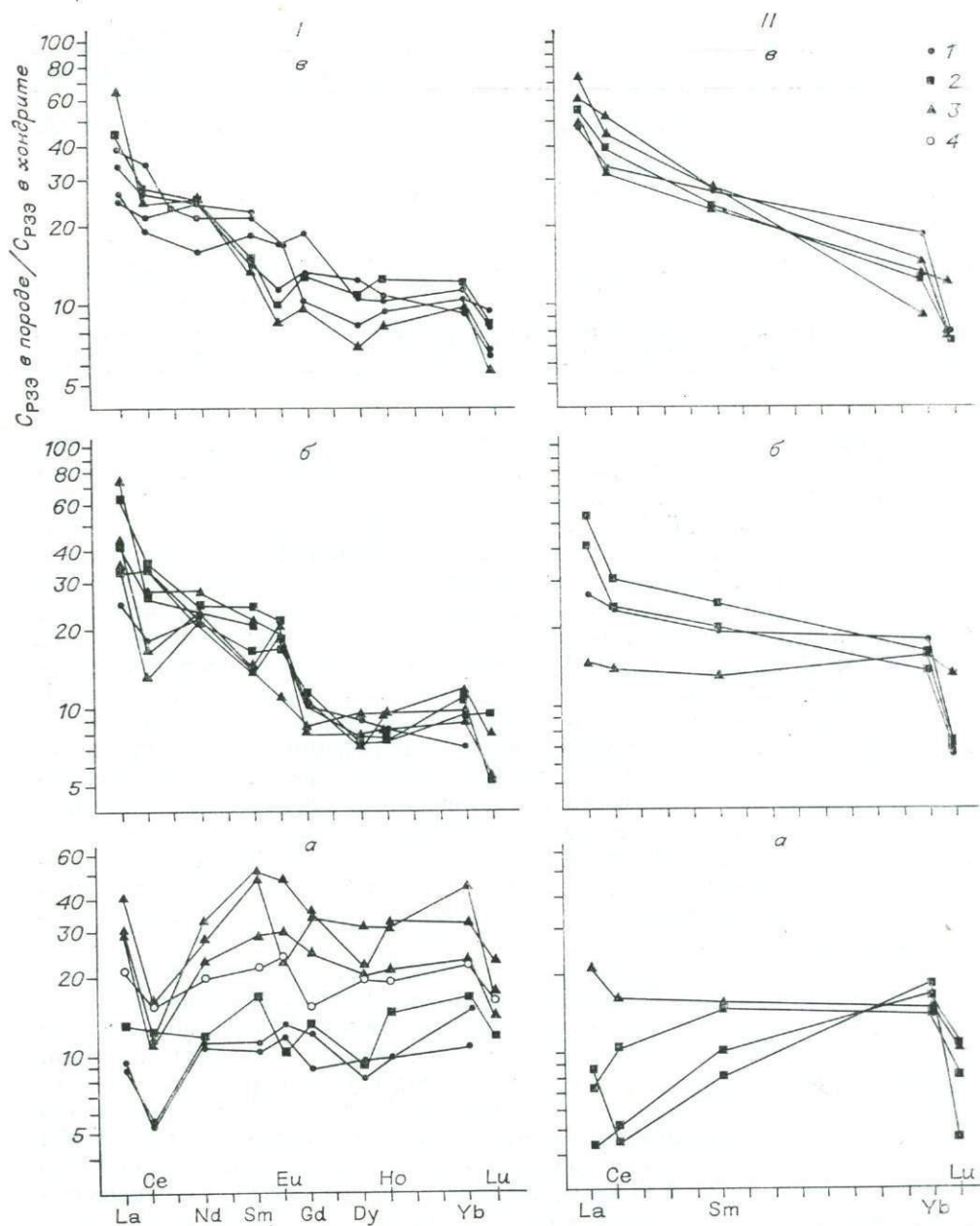


Рис. 2. Графики распределения нормированных содержаний РЗЭ в четвертичных вулканических образованиях фронтальной (а), промежуточной (б) и тыловой (е) зон северной части Курильской ОД.

I, II см. на рис. 1. 1 — базальты; 2 — андезито-базальты; 3 — андезиты; 4 — дациты. Нормирование проведено по хондриту [Хэскин и др., 1968].

ты ОД характеризуются Eu-минимумом, хотя значения Eu/Eu^* в них невысоки и колеблются от 0,54 до 0,87 (только 4 из 11 проб андезито-базальтов имеют значения $Eu/Eu^* \sim 1$). В андезитах Eu-минимум может достигать относительно высоких значений ($Eu/Eu^* = 0,55$). В то же время большая часть исследованных андезитов Курильской ОД Eu-минимума не имеет (только в 4-х пробах из 14 Eu-минимум достаточно проявлен). При этом Eu-минимум отсутствует в андезитах центральной части ОД, наиболее характерен для пород южной (две пробы из двух), иногда проявлен в андезитах северной части ОД (две пробы из 7, где в одной из трех проб фронтальной зоны он выражен наиболее четко, $Eu/Eu^* = 0,55$, а в

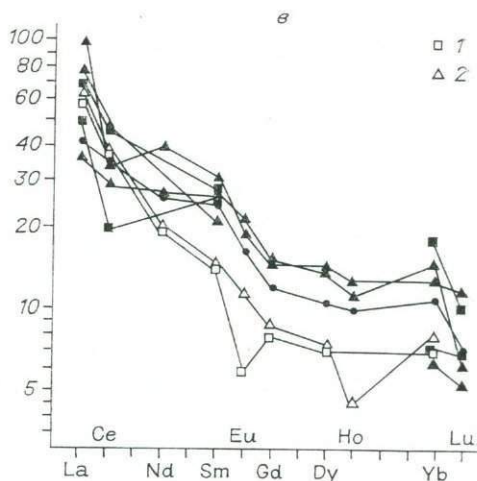
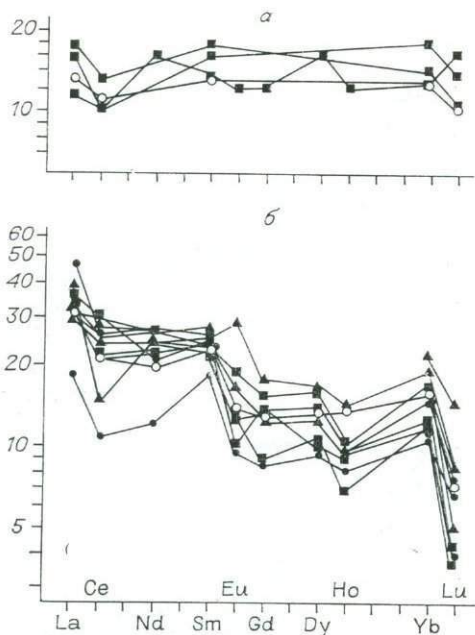


Рис. 3. Графики распределения нормированных содержаний РЗЭ в четвертичных вулканических образованиях фронтальной (а), промежуточной (б) и тыловой (в) зон центральной части Курильской ОД.

1 — риодациты; 2 — риолиты. Другие усл. обозн. см. на рис. 2.

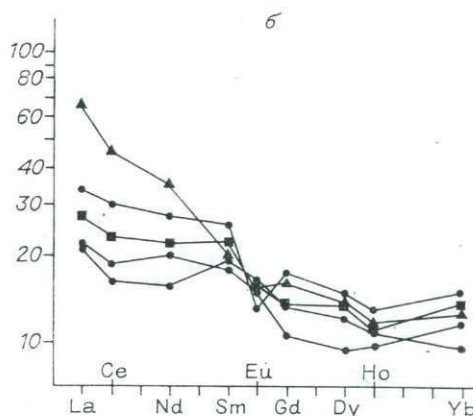
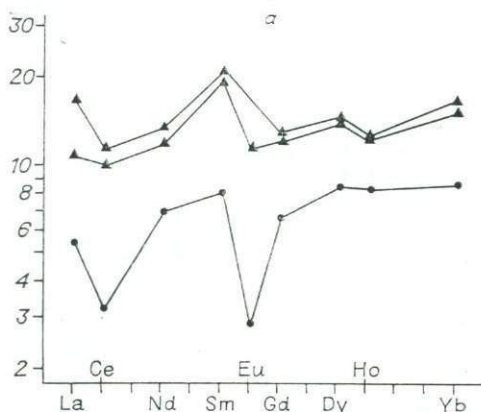


Рис. 4. Графики распределения нормированных содержаний РЗЭ в четвертичных вулканических образованиях фронтальной (а) и тыловой (б) зон южной части Курильской ОД.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

пробе из тыловой зоны имеет среднее значение, $Eu/Eu^*_{\text{I}} = 0,73$).

Для наиболее кремнекислых вулканитов Курильской ОД — дацитов (фронтальная зона северной части ОД и промежуточная — центральной) и риолитов (тыловая зона центральной части ОД), Eu -минимум не характерен. Только в риодацитах тыловой зоны центральной части ОД Eu -минимум проявлен отчетливо, и значение Eu/Eu^* в них достигает 0,53 — величины, сходной с наиболее низкими значениями ее в некоторых андезито-базальтах и андезитах.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ КУРИЛЬСКОЙ И ЯПОНСКОЙ ОД

Курильская ОД является составной частью крупной четвертичной Японо-Курило-Камчатской островодужной системы. По распределению РЗЭ в вулканитах Японии имеются многочисленные данные [Katsui et

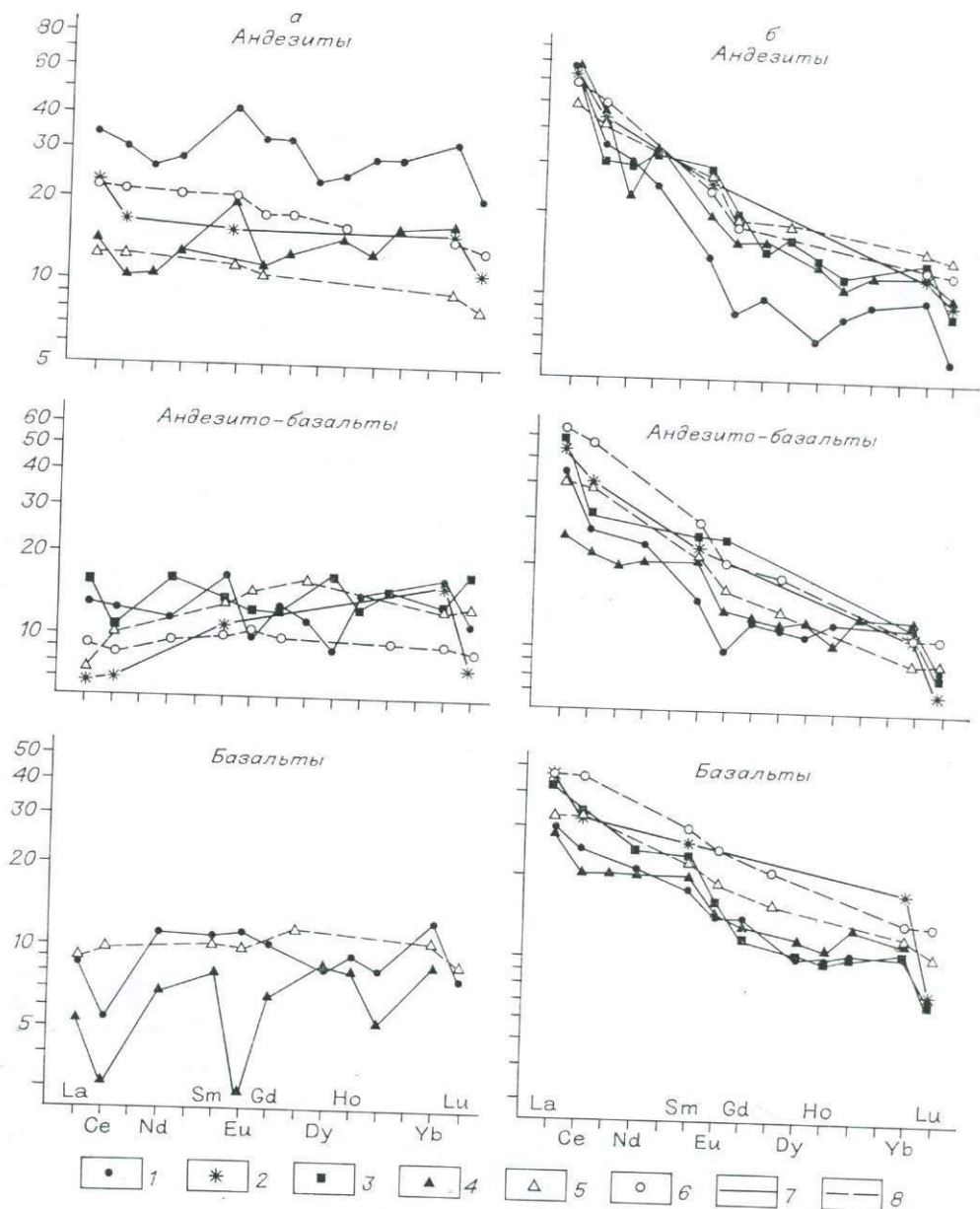


Рис. 5. Графики распределения средних нормированных содержаний РЗЭ в четвертичных вулканических образованиях фронтальной (а) и тыловой (б) зон различных частей Курильской ОД и островодужной системы Японии, по [Katsui et al., 1974; Fujitani, Masuda, 1981].

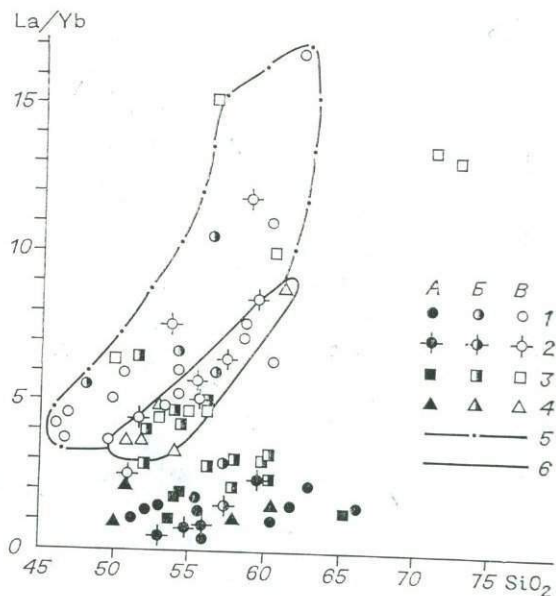
1 — 4 — Курильская ОД: 1, 2 — северная часть ОД (1 — профиль Макаруши, 2 — профиль Чиринкотан), 3 — центральная (профили Диана и Буссоль), 4 — южная (профиль Фриза); 5, 6 — островодужная система Японии: 5 — северная часть (центральная и северо-восточная часть о. Хоккайдо, продолжение Южно-Курильского островодужного сегмента), 6 — южная часть (о. Хонсю, южная часть о. Хоккайдо); 7, 8 — линии, соединяющие точки РЗЭ составов пород Курильской ОД (7) и островодужной системы Японии (8). Усреднились только данные по породам, где анализировался весь спектр РЗЭ (т. е. данные, полученные нейтронно-активационным методом, не учитывались).

al., 1974; Masuda et al., 1975; Fujitani, Masuda, 1981; и др.]. По Камчатке таких данных пока явно недостаточно. В связи с этим интересно сравнить полученные данные по распределению РЗЭ в вулканиках Курильской ОД с имеющимися материалами по Японии.

Согласно [Fujitani, Masuda, 1981], в четвертичной островодужной системе СВ Японии выделяется два сектора. Первый объединяет восточную и центральную части о. Хоккайдо и является продолжением по простиранию южного участка Курильской ОД. Второй сектор протягивается почти

Рис. 6. График $La/Yb-SiO_2$ для четвертичных вулканитов Курильской ОД.

1, 2 — вулканиты северной части ОД (1 — профиль Макаруши, 2 — профиль Чиринкотан); 3, 4 — вулканиты центральной и южной частей ОД, соответственно; 5, 6 — линии, ограничивающие поля точек составов вулканитов тыловой зоны северной, центральной (5) и южной (6) частей Курильской ОД. Здесь и на рис. 7 А, Б, В — зоны локализации вулканов: А — фронтальная, Б — промежуточная, В — тыловая.



под прямым углом к предыдущему и включает в себя вулканы южной части о. Хоккайдо и северо-восточной части о. Хонсю (хр. Тохоку), слагая так называемую СВ Японскую ОД.

По данным японских исследователей [Katsui et al., 1974; Masuda et al., 1975; Fujitani, Masuda, 1981], на всем протяжении четвертичных японских ОД, так же как и Курильской, как уже показано нами [Авдейко и др., 1983, 1985а, б], в вулканитах отчетливо проявлена вещественная поперечная зональность (по РЗЭ и по другим петрогенным и редким элементам). При этом в различных по простиранию частях и СВ Японской, и Курильской ОД уровни концентрации тех или иных элементов в породах соответствующих зон вулканизма несколько различаются, таким образом обнаруживается и продольная вещественная зональность.

При сопоставлении двух регионов концентрации РЗЭ в вулканитах Японских ОД [Katsui et al., 1974; Fujitani, Masuda, 1981] по аналогии с породами Курильской, были нами нормированы по хондриту в соответствии со средним хондритом Л. А. Хэскина и др. [1968]. После этого для вулканитов Японии рассчитаны параметры изменения скорости накопления легких РЗЭ, такие как La/Yb отношение и $(C_{La} - C_{Sm})_{норм}$. Все эти данные использовались нами для сравнения с Курильскими на общих сводных графиках (см. рис. 5—11).

Как следует (см. рис. 5), во всех вулканитах как СВ Японской, так и Курильской ОД, за исключением андезитов северной части Курил, группа тяжелых РЗЭ имеет близкий характер распределения. Изменение же концентраций РЗЭ во всех породах в основном идет за счет различного накопления легких лантаноидов. Значения La/Yb отношения в всех породах колеблются в интервале от 1 до 10, что вообще свойственно вулканитам ОД.

Во фронтальной зоне всей островодужной Японо-Курильской системы вулканиты по распределению РЗЭ значительно не различаются. Только в андезитах самой северной части Курильской ОД отмечаются заметно повышенные концентрации как La и Yb , так и суммы РЗЭ. При анализе значений параметров скорости накопления породами легких РЗЭ в тыловых зонах выявляется, что вулканиты Японских ОД также не имеют значительных отличий и при этом весьма сходны с породами южной части Курильской ОД. В общем же плане, по скорости накопления легких РЗЭ (см. рис. 5—11), все вулканиты Японо-Курильской островодужной системы разделились на две группы. С одной стороны, это вулканиты Японских и южной части Курильской ОД, где углы наклона линий распределения легких РЗЭ на графиках их нормированных по хондриту содержания имеют минимальный наклон, а значения La/Yb отношения и $(C_{La} - C_{Sm})_{норм}$ пород в зависимости от удаленности вулканов от фронта вулканизма также минимальны. С другой стороны, это вулканические образо-

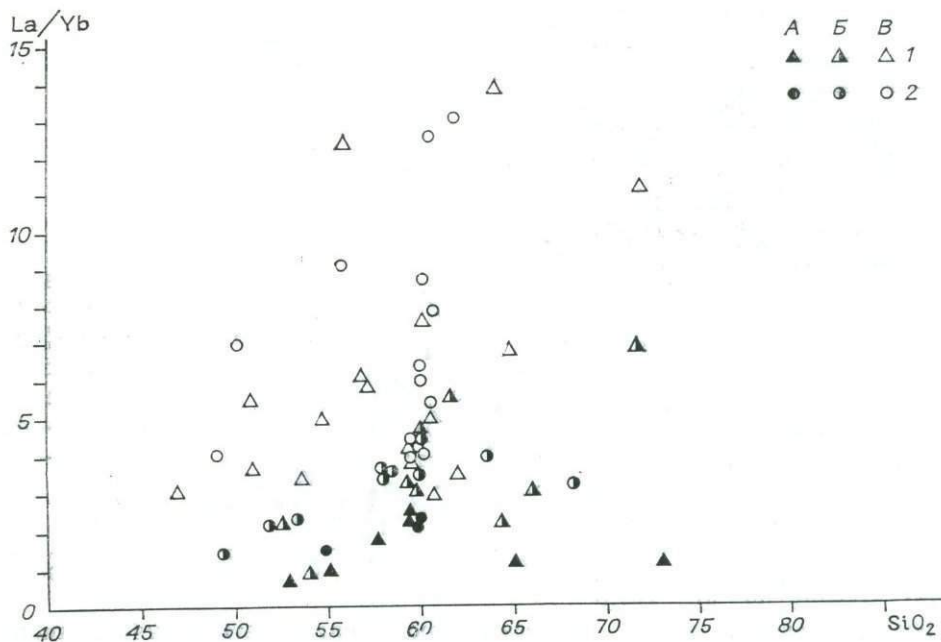


Рис. 7. График $La/Yb-SiO_2$ для четвертичных вулканитов островодужной системы Японии, по [Katsui et al., 1974; Fujitani, Masuda, 1981].

1 — вулканиты северной части Японской ОД (центральная и северо-восточная часть о. Хоккайдо, продолжение Южно-Курильского сегмента); 2 — вулканиты южной части (о. Хонсю, южная часть о. Хоккайдо).

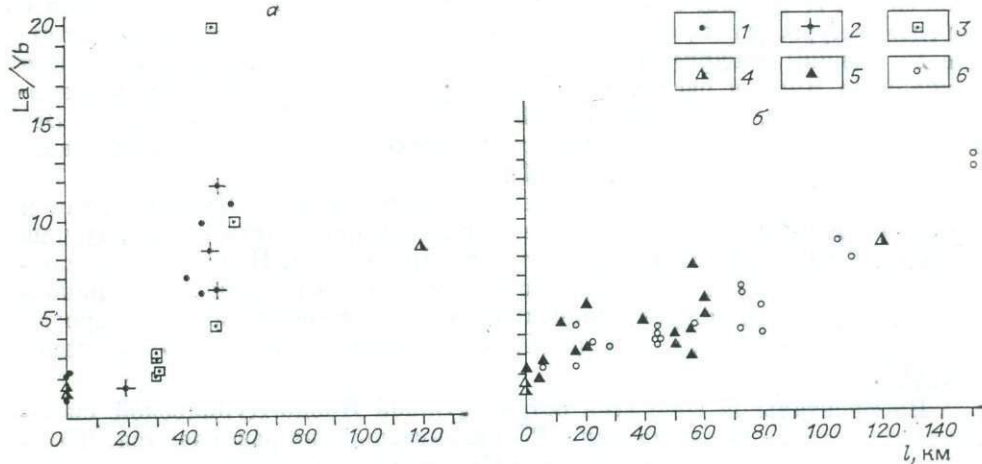


Рис. 8. Зависимость изменения значений La/Yb отношения в четвертичных андезитах с удаленностью (l) вулканов от фронта вулканизма Курильской (а) и Японской (б) островодужных систем.

1, 2 — северная часть Курильской ОД (1 — профиль Макаруши, 2 — профиль Чиринкотан); 3, 4 — центральная и южная части Курильской ОД, соответственно; 5, 6 — Японская островодужная система; 5 — северная часть (северо-восточная и центральная части о. Хоккайдо, продолжение Южно-Курильского сегмента), 6 — южная часть (о. Хонсю, южная часть о. Хоккайдо).

вания центральной и северной частей Курильской ОД, где значения использованных параметров скорости накопления легких РЗЭ заметно повышены. При этом наиболее значимые отличия в ряду пород базальт-андезитового ряда отмечаются для андезито-базальтов и андезитов.

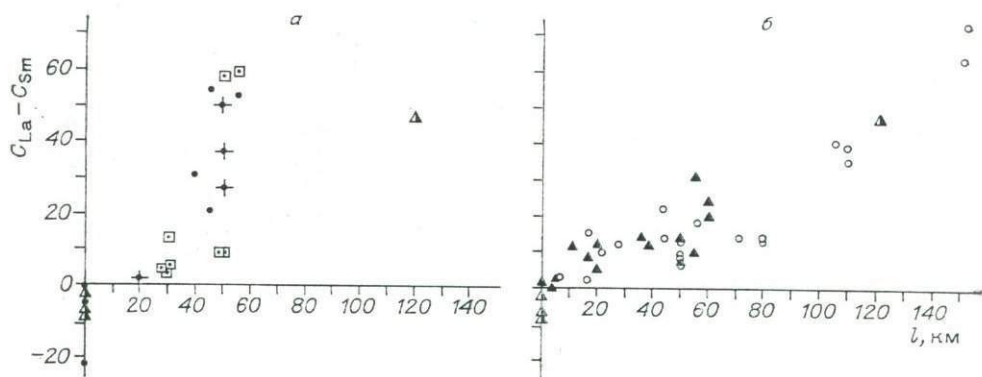


Рис. 9. Зависимость изменения разности нормированных по хондриту содержаний La и Sm в четвертичных андезитах с удаленностью (l) вулканов от фронта вулканизма Курильской (а) и Японской (б) островодужных систем.

Усл. обозн. см. на рис. 8.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показали исследования, для четвертичных вулкаников Курильской ОД свойственны две главные особенности распределения РЗЭ. Первая связана с наличием отчетливой поперечной зональности, которая выражается в закономерном увеличении концентраций легких лантаноидов в породах, расположенных на все большем удалении от вулканического фронта к континенту (и которая соответствует зональности Японской ОД). Вторая особенность — это наличие продольной зональности распределения РЗЭ в вулканиках Курильской ОД, выражающейся прежде всего в увеличении скорости накопления легких лантаноидов породами тыловых зон центральной и северной частей дуги по сравнению с ее южной частью. Кратко обсудим возможную интерпретацию выявленных закономерностей с позиций генезиса рассмотренных вулканических образований.

Поперечная зональность. Как следует из более ранних публикаций [Katsui et al., 1974; Masuda et al., 1975; Авдейко и др., 1983, 1985а, б], поперечная зональность распределения РЗЭ в вулканиках Курильской и Японских ОД проявляется параллельно с зональностью и по другим петрогенным и редким элементам. Для Курильской ОД она выявлена в отношении K, Fe, Mg, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr, V, изотопов Sr и Nd и т. д. Выявленная зональность характеризует латеральную смену вулканизма ОД от океана к континенту, приводящего к образованию сначала толеитовых, затем известково-щелочных и далее — субщелочных серий пород.

Всеми исследователями отмечается, что щелочность в расплавах является одним из основных факторов, контролирующих распределение в них РЗЭ, повышение которой должно приводить к накоплению в расплавах легких лантаноидов [Балашов, 1976]. Такое положение согласуется с приведенными материалами по распределению РЗЭ в вулканиках, расположенных вкост ОД.

Увеличение щелочности расплавов и соответствующее этому изменение в составах вулкаников происходит на фоне все большего углубления сейсмофокальной зоны под вулканиками. Это, скорее всего, имеет первостепенное значение и, по-видимому, указывает на повышение глубины формирования родоначальных магм в тыловых зонах ОД. В этом случае, если плавление происходит на уровнях, соответствующих гранатовым парагенезисам, в субсолидусе может находиться гранат [Грин, Рингвуд, 1968], который, как известно [Zielinski, Lipman, 1976], резко обогащается тяжелыми РЗЭ. Отсюда можно полагать, что выплавление магм повышенной щелочности в глубинных частях мантии, соответствующих гранатовым парагенезисам, должно приводить к заметному обогащению расплавов группой легких лантаноидов. Возможно, с этим мы и сталкиваемся в тыловых зонах ОД.

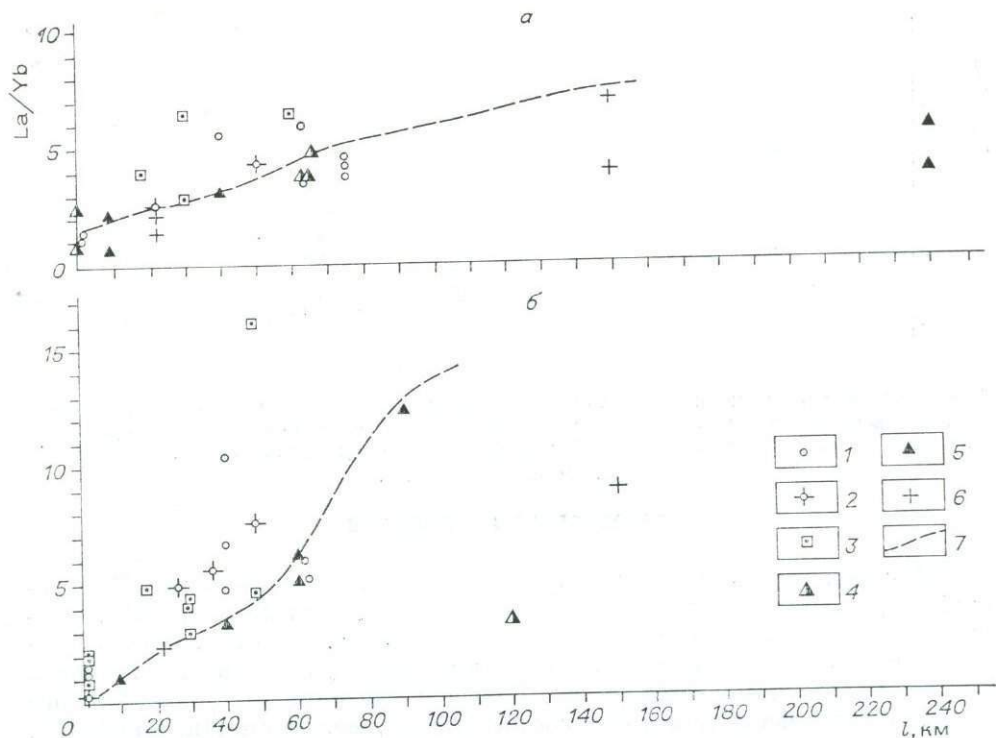


Рис. 10. Зависимость изменения значений La/Yb отношения в четвертичных базальтах (а) и андезито-базальтах (б) с удаленностью (l) локализации вулканов от фронта вулканизма Курильской и Японской островодужных систем.

1—4 — Курильская ОД: 1, 2 — северная часть ОД (1 — профиль Макаруши, 2 — профиль Чиринкотан) 3, 4 — центральная и южная части ОД, соответственно; 5, 6 — Японская ОД: 5 — северная часть (северо-восточная и центральная часть о. Хоккайдо, продолжение Южно-Курильского сегмента), 6 — южная часть (о. Хонсю, южная часть о. Хоккайдо); 7 — линия, разделяющая поля точек составов вулканитов северной части (включая и центральную) Курильской ОД и Японской ОД (включая и южную часть Курильской ОД).

Более детально генетический аспект поперечной вещественной зональности в четвертичных вулканитах Курильской ОД обсуждался нами ранее [Авдейко и др., 1985б]. Так, анализируя особенности вещественного состава вулканитов с привлечением данных по изотопам Sr и Nd, мы рассмотрели возможность: 1) различной степени частичного плавления единого по составу мантийного субстрата; 2) контаминации магм веществом земной коры в основании островной дуги; 3) влияния субдуцируемого осадочного материала и гидратированных базальтов срединно-океанических хребтов; 4) гетерогенности источника магм. На основании имеющихся геохимических данных [Авдейко и др., 1983, 1985а, б] сделан вывод, что вариации вещественного состава лав Курильской, а также, судя по данным японских исследователей, и Японской ОД не зависят от мощности земной коры и связаны с условиями плавления и с составом плавящегося субстрата. При этом наиболее вероятной моделью генезиса магм Курильской ОД, по нашему мнению, является плавление мантийного клина над сейсмофокальной зоной под воздействием отделяющихся от поддвигаемой литосферной океанической плиты летучих компонентов. Эта точка зрения близка высказанной Э. И. Пополитовым и О. Н. Волынцом [1981]. Различия же в составе магм фронтальной и тыловой зоны ОД обусловлены разным составом флюидов: во фронтальной зоне флюиды формируются в основном за счет дегидратации океанической плиты и, очевидно, близки к составу морской воды, а в тыловой — флюидные потоки связаны с твердофазовыми переходами вещества в сейсмофокальной зоне, которые происходят при больших давлениях и температурах и при которых высвобождается вода, летучие компоненты и ряд литофильных элементов. Во фронтальной

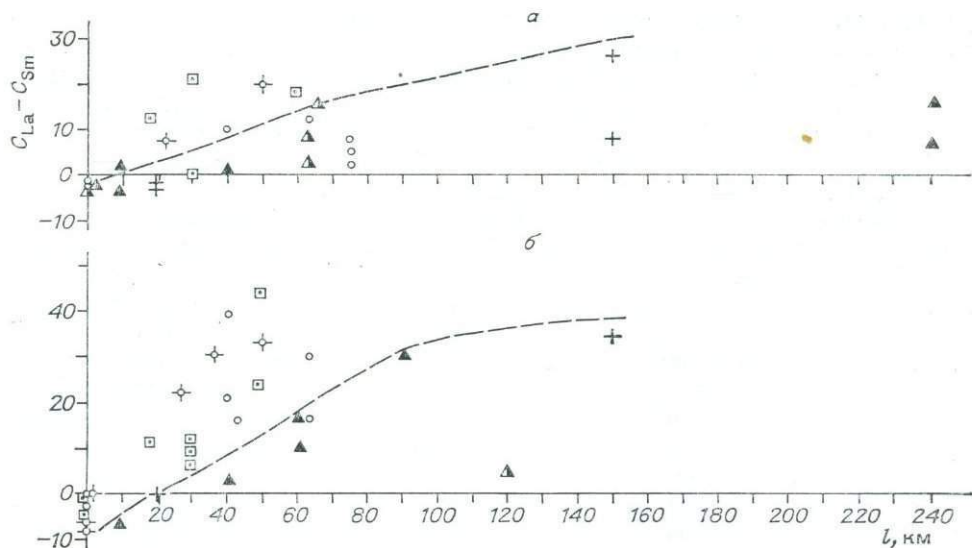


Рис. 11. Зависимость изменения разности нормированных по хондриту содержаний La и Sm в четвертичных базальтах (а) и андезито-базальтах (б) с удаленностью (l) вулканов от фронта вулканизма Курильской и Японской островодужных систем. Усл. обозн. см. на рис. 10.

зоне наряду с мантийным субстратом могут плавиться также гидратированные базальты второго слоя океанической коры [Gill, 1981].

Продольная зональность. Учтявая то, что продольная вещественная зональность в четвертичных вулканитах Курильской ОД ранее нами характеризовалась только для пород центральной и северной ее частей (данные по составу пород южной части ОД к тому времени отсутствовали), генетические аспекты возникновения этой зональности серьезно не обсуждались. Выявленная продольная зональность по распределению РЗЭ в вулканитах указывает на различные условия формирования магм по простиранию всей Курильской ОД и позволяет рассмотреть этот процесс более детально.

Данные табл. 1, 2 и более ранние геохимические материалы [Авдейко и др., 1983, 1985а, б] дают основание полагать, что изменение распределения РЗЭ, в первую очередь увеличение скорости накопления легких лантаноидов в вулканитах, расположенных в более северных частях Курильской ОД, сопровождается повышением в них общей щелочности и концентраций K, Rb, Ba, Sr. Именно увеличение содержаний этих элементов, как мы уже отметили, свойственно и поперечной зональности в вулканитах ОД, которая обусловлена повышением глубины сейсмофокальной зоны под вулканами, все более удаленными от фронта вулканизма. Как показывают геофизические данные [Тараканов и др., 1977], выявленное изменение состава вулканитов с юга на север вдоль Курильской ОД, так же как и в случае поперечной зональности, связано с увеличением глубины сейсмофокальной зоны под вулканами, что обусловлено повышением угла наклона этой зоны в северной и центральной частях ОД ($48-50^\circ$) относительно южной (42°).

Следует отметить также, что увеличение щелочности вулканитов в центральной части Курильской ОД по сравнению с южной ее частью невысокое (как в тыловой, так и фронтальной зоне), в северной же части — заметно повышенное, несмотря на то, что угол наклона сейсмофокальной зоны в центральной части ОД (судя по имеющимся геофизическим данным) близок 50° , т. е. сходен с таковым в северной части ОД (48°). Это, по-видимому, привело к столь высокому обогащению легкими РЗЭ в ее тыловой зоне. В данном случае это кажется несовместимым. Вероятно, либо оценка угла наклона зоны Бенъоффа под центральной частью ОД нуждается в

уточнении, либо здесь имеют место другие причины. Например, к последним можно отнести крупные тектонические структуры, развивающиеся поперек центральной части ОД (типа трансформных разломов) и приведшие к максимальной приближенности ее фронта вулканизма к оси глубоководного желоба. Так, расстояние фронта вулканизма центральной части Курильской ОД до оси желоба всего 165—170 км, северной — 180—190 км, а южной — 200—210 км (заметно выше).

Кратко остановимся и на таком важном геохимическом параметре составов вулканитов Курильской ОД, как наличие или отсутствие в породах Eu-минимума. Уже отмечалось [Балашов, 1976], что Eu-минимум обычно не свойствен первичным мантийным магмам, выплавляемым на глубинах, соответствующих шпинелевым и гранатовым парагенезисам, т. е. ниже глубин плагиоклазовых парагенезисов [Грин, Рингвуд, 1970]. Появление же Eu-минимума связывается обычно с фракционной дифференциацией этих магм, а именно с фракционированием плагиоклаза [Балашов, 1976]. В связи с этим следует еще раз заметить, что практически все базальты, большая часть андезитов, а также дациты и даже некоторые риолиты Курильской ОД Eu-минимумом не характеризуются и, следовательно, могут рассматриваться как первичные недифференцированные магмы. В противоположность этому почти все андезито-базальты, некоторые андезиты, а также риодациты ОД имеют Eu-минимум и, скорее всего, являются дифференциатами первичных базальтовых и других магм.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. В пределах Курильской ОД имеется четкая поперечная зональность распределения РЗЭ в вулканитах, выраженная в закономерном увеличении в породах суммы легких лантаноидов по направлению от фронта дуги к ее тыловым частям.

2. В вулканических образованиях Курильской ОД существует продольная зональность распределения РЗЭ. С юга на север по простиранию ОД в вулканитах тыловой зоны, как центральной так и северной ее частей (в отличие от южной), заметно увеличивается скорость накопления легких лантаноидов, а в андезитах фронтальной зоны самой северной части ОД — сумма РЗЭ.

3. И поперечная, и продольная зональность распределения РЗЭ в вулканитах Курильской ОД находятся в достаточном соответствии с изменением щелочности пород, распределением в них других петрогенных и редких элементов (K, Rb, Ba, Sr и т. д., также наглядно характеризующих тот и другой тип зональности ОД) и обусловлены в первую очередь сейсмофокальной зоной Бенъоффа под вулканами, ее глубиной и углом наклона.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдурахманов А. И. Геохимическая зональность четвертичных вулканитов Курильской дуги. 5-е Всесоюзное вулканолог. совещание: Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижн. обл. Земли. Тезисы докладов. Тбилиси, 1980, 2-ой симпозиум: Современный вулканизм и связанные с ним геол., геофиз. и геохим. явления.— Тбилиси, 1980.— С. 114—116.
- Абдурахманов А. И., Федорченко В. И. Закономерности распределения лития, рубидия и стронция в четвертичных лавах Курильских островов//Вулканология и сейсмология.— 1980.— № 6.— С. 11—20.
- Абдурахманов А. И., Федорченко В. И. Закономерности распределения элементов группы железа в четвертичных лавах Курильских островов//Вулканология и сейсмология.— 1983.— № 3.— С. 10—24.
- Авдейко Г. П., Волюнец О. Н., Бондаренко В. И. и др. Поперечные вулканические зоны Курильской островной дуги//Международный симпозиум «Строение и динамика переходных зон»: Тезисы докладов. Сочи, 7—14 декабря 1983.— М., 1983.— С. 60.
- Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Волюнец О. Н. и др. Геохимическая зональность лав Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР.— 1985а.— Т. 282, № 4.— С. 958—961.
- Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Волюнец О. Н. и др. Вариации вещественного состава и изотопных соотношений стронция и неодима в четвертичных лавах Куриль-

ской островной дуги и их петрогенетическое значение//Всесоюз. совещание. Суздаль, 1983.— М., 1985б.

- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов.— М.: Наука, 1976.— 265 с.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги.— М.: Наука, 1967.— 287 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— 335 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовых магм//Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований.— Л.: Наука, 1970.— С. 107—206.
- Леонова Л. Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки//Геохимия.— 1979.— № 2.— С. 179—197.
- Маршинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли//Вулканизм и глубины Земли.— М.: Наука, 1971.— С. 11—16.
- Пискунов Б. Н., Сергеев К. Ф., Федорченко В. И. Курильская островная дуга. Геологическое строение//Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Новосибирск: Наука, 1976.— С. 190—220.
- Пополитов Э. И., Волянец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенеза.— Новосибирск: Наука, 1981.— 182 с.
- Смирнова Е. В., Конусова В. В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в геологических материалах//Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.— Новосибирск: Наука, 1982.— С. 3—31.
- Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей//Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— М.: Наука, 1977.— С. 67—78.
- Хэскин Л. А., Фрэй Ф. А., Шмидт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе.— М.: Мир, 1968.— 186 с.
- Dostal J., Dupuy C., Lefevre C. Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru//Lithos.— 1977a.— V. 10, N 3.— P. 173—183.
- Dostal J., Zentilli M., Caelles J., Klark A. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes//Contribs to Mineral. and Petrol.— 1977b.— V. 63, N 2.— P. 113—128.
- Fujitani T., Masuda A. Light REE inclination and distance from volcanic front; a case of volcanic rocks in Northeastern Japan//Geochemical J.— 1981.— V. 15, N 5.— P. 269—283.
- Gill J. B. Orogenic andesites and plate tectonics.— Springer-Verlag Berlin — Heidelberg — New York, 1981.— 390 p.
- Katsui Y., Oba Y., Ando S. et al. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan. Presented at the Japanese-Soviet Seminar on Geodynamic Project. February, 1974.— P. 1—36.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas//Bull. Volcanol.— 1959.— V. 20.— P. 37—76.
- Masuda A., Nakamura N., Tanaka T. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites//Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1973.— V. 37, N 2.— P. 239—249.
- Masuda Y., Nishimura S., Ikeda T., Katsui Y. Rareearth and trace elements in the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, Japan//Chemical Geology.— 1975.— V. 15, N 4.— P. 251—273.
- Zielinski R. A., Lipman P. W. Trace-element variations at Summer Coon volcano, San Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental-interior andesite//Bull. Geol. Soc. Amer.— 1976.— V. 87, N 10.— P. 1477—1485.

**В. Д. ПАМПУРА, В. С. АНТИПИН, Л. Л. ПЕТРОВ,
А. Б. ПЕРЕПЕЛОВ, А. А. ВАЖЕВСКАЯ, Н. Н. КОЖЕМЯКА,
Н. Е. ЛИТАСОВ**

ГЕОХИМИЯ БОРА В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ ДОЛГОЖИВУЩИХ ЦЕНТРОВ КАМЧАТКИ

Активный интерес к геохимии бора в областях современного вулканизма обусловлен, с одной стороны, широким участием элемента в составе летучих фаз, отделяющихся от магматических расплавов, а с другой — важной ролью летучих компонентов в процессах минералообразования и петрогенезиса.

В статье рассматриваются закономерности распределения бора в вулканитах некоторых крупнейших долгоживущих вулканических центров Камчатки. Исследования авторов основаны главным образом на изучении вулканов Восточной вулканической зоны Камчатки и относящихся к ней Паужетского и Гамченского долгоживущих центров. Интерес к долгоживущим центрам с точки зрения их вещественной эволюции закономерен в силу их длительного (15—20 млн. лет) существования и последовательного проявления вулканической и гидротермальной деятельности [Пампура, 1977; Кожемяка, 1984].

МЕТОД АНАЛИЗА

Количественное спектральное определение бора в породах и минералах осуществлялось введением проб в разряд воздушной струей в аппарате АИ-3 генератор ДГ-2, угли марки ОСЧ. Регистрация спектров проводилась на спектрографе ДФС-8 с решеткой 1200 шт/мм во втором порядке (обратная линейная дисперсия 0,15 нм/мм). Предварительно все пробы и стандарты смешивались в отношении 1 : 1 с буферной смесью, содержащей 0,5—1% кобальта (в виде хлористого кобальта) и состоящей из 50% угольного порошка (марки ОСЧ), 43% окиси кальция и 7% хлористого натрия. Поскольку буферная смесь при выбранной степени разведения не устраняет полностью влияния щелочных элементов в пробе на интенсивность линий бора, производилась предварительная разбраковка проб на ряд групп, различных по содержанию щелочей и кремнекислоты. Съемка проб каждой группы осуществлялась с эталонами, близкими по составу анализируемым пробам. Подобная разбраковка проб на группы позволяет снижать ошибки, связанные с изменением интенсивности линий бора при вариациях эффективного потенциала ионизации проб. Кроме этого исчезает необходимость введения поправки, учитывающей интенсивность полосчатого спектра SiO_2 , отдельные компоненты которого совмещены с аналитическими линиями бора.

Аналитическая пара: В 249, 773 нм — Со 250,45 нм. Фон измеряется вблизи линии бора со стороны больших длин волн и используется для введения поправки как для линии бора, так и для линии кобальта. Аналитический параметр $\lg(I_B/I_{\text{Co}})$. Граница обнаружения бора для алюмосиликатных пород гранитоидного ряда равна $2 \cdot 10^{-4}\%$. Относительное стандартное отклонение в интервале концентраций $7 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-2}\%$ близко к 0,14. При независимом контроле результатов анализа (Институт геохимии СО АН СССР, аналитики Л. Л. Петров, И. Г. Митрофанова) получены следующие данные по стандартным образцам (СССР и ГДР) горных пород и почв:

В, г/т	Стандарты					
	СТ-1А трапп (СССР)	СГД-1А зесекситовое габбро (СССР)	СГ-1А [альбитизиро- ванный гра- нит (СССР)	ГМ гранит (ГДР)	ТВ глинистый сланец (ГДР)	СП-1 почва (СССР)
Аттестовано	15±2	16±2	10±1	13,8±2,6	92±12	53±7
Результаты незави- симого контроля	9,5—16	19—27	9—12	10—17	98—130	40—58

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ДОЛГОЖИВУЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ

Исследуемые центры неоген-четвертичного вулканизма расположены на юге (Паужетский) и севере (Гамченский) Восточно-Камчатского вулканического пояса. В отличие от Паужетского Гамченский центр имеет аномальные среди известных в островных дугах концентрации бора [Пополитов, Вольнец, 1981; Вольнец и др., 1984; Петров и др., 1984].

Гамченский центр (рис. 1) представляет собой линейный аккумулятивно-тектонический свод, сформированный многочисленными вулканами разного типа, в котором развитие вулканизма прослеживается от нижнего плиоцена (N_2^1) до голоцена (Q_4^4) [Кожемяка, 1984]. Он расположен в области сочленения Кроноцко-Тигильской поперечной зоны Камчатки и Восточно-Камчатского прогиба [Федоренко, Скрипко, 1969; Шандер, Краевая, 1980]. В строении Гамченского центра участвуют вулканы, сформировавшиеся в течение нескольких этапов.

Нижнеплиоценовый вулканизм (N_2^1) представлен базальтовыми покровами мегалагиофировых лав и андезитовых игнимбритов. Центры, преимущественно трещинных излияний, располагались в восточной, северо-восточной и северной частях Гамченской структуры.

Верхнеплиоценовый этап вулканизма (N_2^3) проявился в виде дифференцированных стратовулканов андезито-базальтового и андезитового составов. В районах ур. Оленья Тундра и хр. Железнодорожного отмечены трещинные центры игнимбритового вулканизма.

В конце верхнего плиоцена заложилась крупная грабенообразная депрессия, в которой сформировались четвертичные вулканы Гамченского ряда.

Нижнечетвертичный этап (Q_1), проявившийся после незначительного перерыва, представлен крупным щитообразным базальт-андезитовым вулканом Шмидта на юге и аналогичным по составу, но меньшим по размерам вулканом Шпиль — на севере.

В среднечетвертичный этап (Q_2) в центре формирующейся депрессии заложилась три крупных вулкана: базальт-андезито-базальтовый вулкан Меннера (на юге), андезитовый вулкан Богдановича и андезито-дацитовый вулкан Пийпа (на северо-востоке). Вулканы Меннера и Богдановича лежат в основании двух вулканических центров того же названия, где в дальнейшем сосредоточился верхнечетвертичный и голоценовый вулканизм. В этот же период на западном обрамлении Гамченской структуры в пределах поднятия хр. Тумрок образовались слабо дифференцированные базальт-андезитовые вулканы Конради, Крохина и Иульт (см. рис. 1).

Верхнечетвертичный и голоценовый этапы ($Q_3 - Q_4^4$) характеризуются завершением становления современной Гамченской структуры. На крупной постройке влк. Меннера сформировались базальт-андезито-базальтовые вулканы, в том числе Северный и Южный Гамчены и серия экструзий. Дальнейшее развитие получил и вулканогенный Богдановича. Здесь возникают андезито-базальтовые вулканы Богачевский, Сосед, гора Острая и т. д. В голоцене в пределах этого центра формируются как андезитовые вулканы, так и серия экструзий и эффузивных куполов сложного состава от андезитов до риолитов (обсидианов). В меньших масштабах вулканизм проявился в отрогах хр. Тумрок (см. рис. 1).

В отношении химического состава вулканы выделенных пяти этапов представляют типичную для островных дуг известково-щелочную серию с небольшими вариациями содержания петрогенных и редких элементов (табл. 1).

Паужетский долгоживущий вулканический центр. В современной структуре Паужетский центр на Южной Камчатке представляет собой пологий аккумулятивно-тектонический свод размером 35×55 км с объемом изверженного за миоцен-четвертичное время материала ~ 1000 км³ (рис. 2). В центральной части структуры расположена вулканогенная депрессия размером 20×25 км, глубиной около 600 м и объемом 300 км³. В эволюции вулканизма Паужетского центра, развивающегося около 15 млн. лет, выделяется несколько этапов, от миоцена до голоцена [Долгоживущий центр..., 1980].

Миоценовый этап (N_1^{2-3}) характеризуется образованием группы базальтовых и андезито-базальтовых стратовулканов с объемами лав от 30—60 до 80—100 км³, располагающихся по периметру современной Паужетской депрессии.

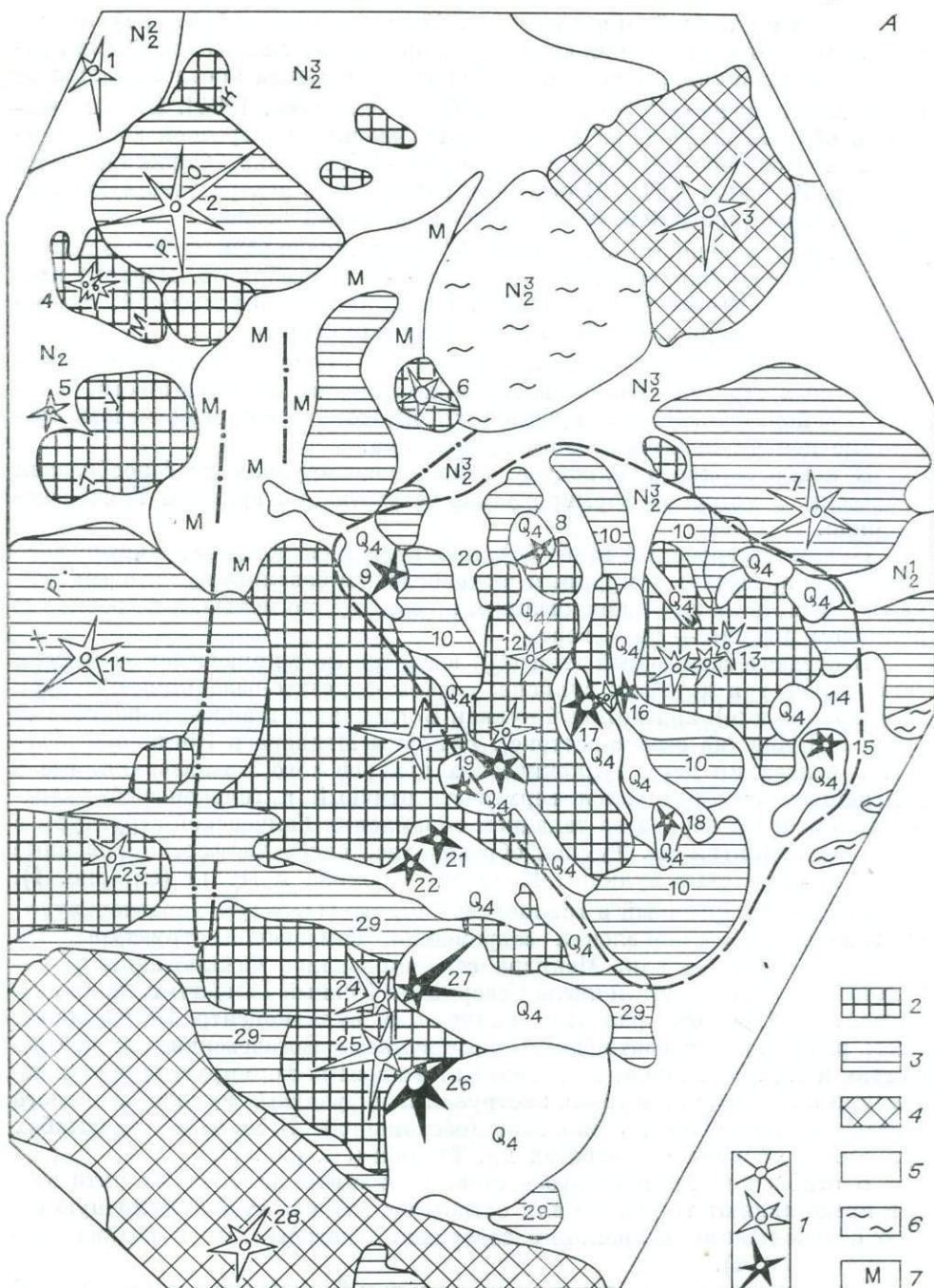
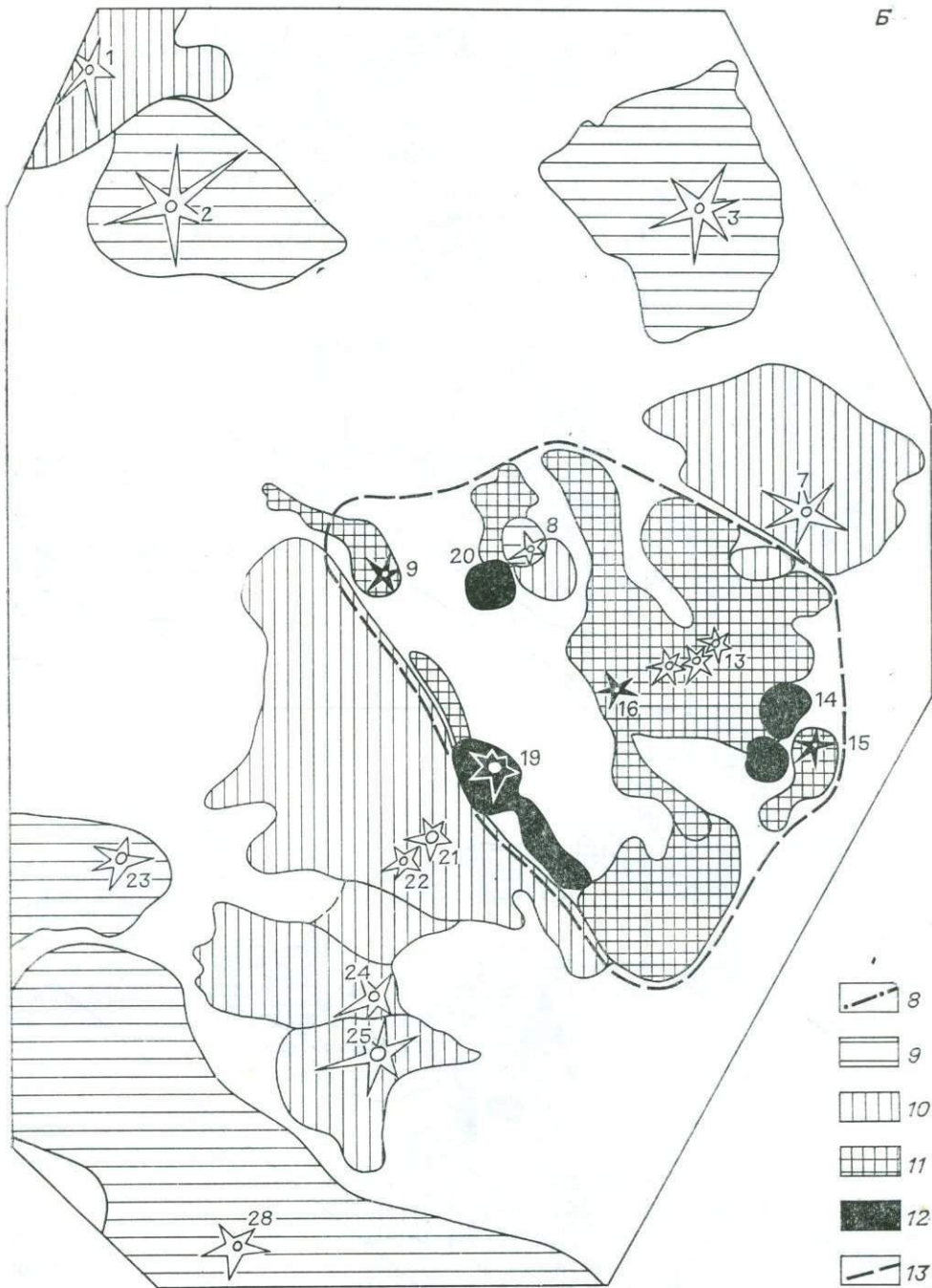


Рис. 1. Схема геологического строения Гамченского долгоживущего вулканического центра (А) и распределение концентраций бора в его вулканических породах (В). 1 — центры вулканизма разных этапов. 2—5 — вулканы (1 — Скалистая, 2 — Июль, 3 — Шпиль, 4 — Серный, 5 — Сокол, 6 — Олений, 7 — Пийна, 8 — Острая, 9 — Приходченко, 10 — останцы вулкана Богдановича, 11 — Конради, 12 — Гребень, 13 — Богачевский, 14 — эффузивный купол Обсидиановый, 15 — Кедровый, 16 — Капачинского, 17 — Гаврилова, 18 — Оленушка, 19 — Высокий, 20 — эффузивный купол Ледниковый, 21 — Древний Комарова, 22 — Молодой Комарова, 23 — Крохина, 24 — Северный Гамчен, 25 — Южный Гамчен, 26 — Бараший, 27 — Мо-

Плиоценовый этап вулканизма (в основном N_2^3) также носил основной характер, суммарный объем лав — около 300 км^3 .

Вулканическая деятельность в этих центрах завершилась одновременно, в конце позднего плиоцена — начале нижнего плейстоцена ($N_2^3 - Q_1$). В результате выноса больших масс изверженного материала происхо-



лодой, 28 — Шмидта, 29 — останцы вулкана Меннера): 2 — базальт-андезито-базальтовые и андезитовые, верхнечетвертичные; 3 — базальт-андезито-базальтовые, андезитовые и андезито-дацитовые, среднечетвертичные; 4 — щитовые базальт-андезитовые, Шмидта и Шпиль, нижнечетвертичные; 5 — щитовые дифференцированные андезито-базальтовые, андезитовые покровы верхнеплиоценовые. 6 — туфоигнимбриты андезитового и андезито-дацитового состава, верхнеплиоценовые, 7 — моренные отложения. 8 — тектонические нарушения. 9—13 — содержания бора (г/т): 9 — 0—30, 10 — 30—70, 11 — 70—130, 12 — 130; 13 — граница аномалии бора,

дят опускания вдоль тектонически активных разломов и возникают компенсационные движения отрицательного знака, которые и обусловили формирование Паужетской вулканотектонической депрессии в ее современных границах в конце позднего плиоцена — начале раннего плейстоцена.

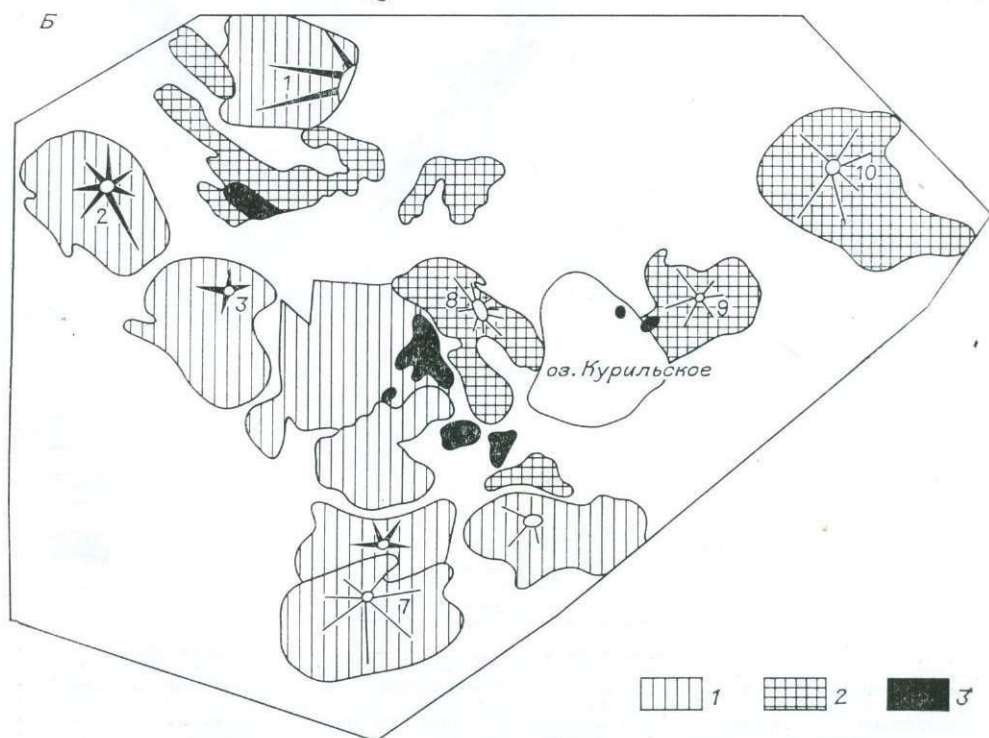
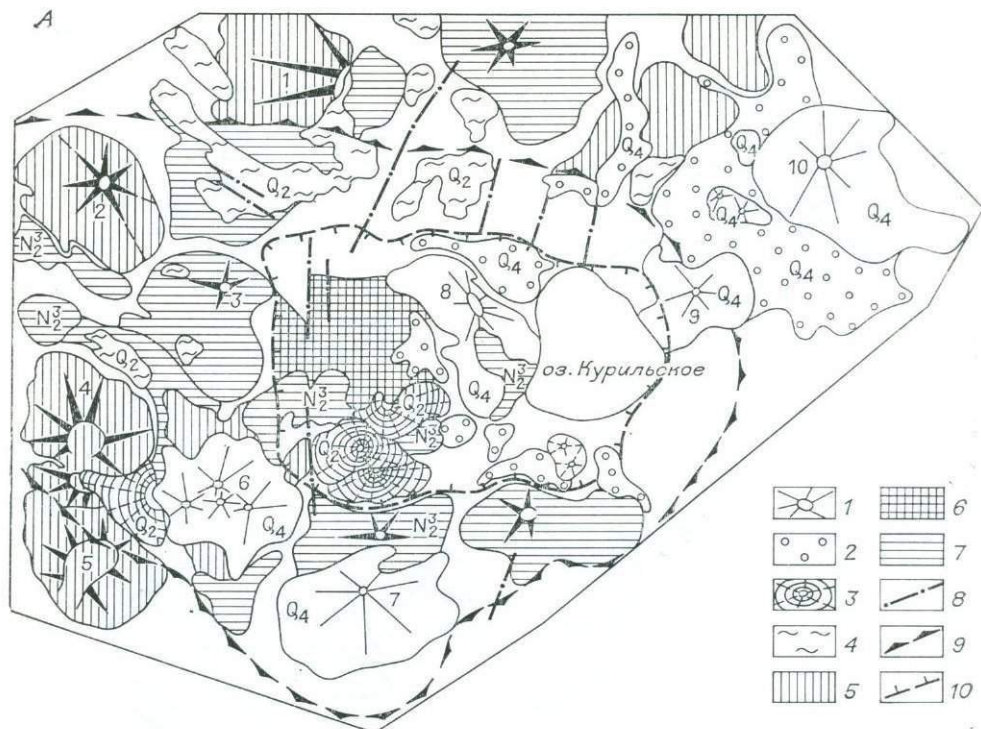


Рис. 2. Схема геологического строения (А) и распределение бора в породах (Б) Паужетского долгоживущего вулканического центра [Огородов и др., 1980].

А. 1 — крупные конусовидные стратовулканы ($Q_3^4 - Q_4^4$); 2 — пемзопирокластические поля — андезиты, дациты, риолиты (Q_4); 3 — пирокластические и лавовые базальтовые вулканы (Q_2); 4 — туфоигнимбриты андезитового, дацитового и риолитового состава ($Q_2 - Q_3^1$); 5 — щитовые лавовые дифференцированные вулканы и их платообразные останцы ($Q_1 - Q_2$); 6 — туфоигно-осадочные отложения Паужетской депрессии ($Q_1^2 - Q_3^3$); 7 — крупные плиоценовые центры базальтового вулканизма (N_2^3); 8 — тектонические нарушения; 9 — внешняя граница Паужетской кольцевой

Таблица 1

Химический состав (вес. %) и редкие элементы (г/т) в вулканических породах Гамченского долгоживущего вулканического центра

Компонент	Образцы						
	В-570	В-356	В-214	В-243	4005	В-179	ЛД-10
SiO ₂	49,50	55,00	61,42	62,40	67,98	73,40	75,80
TiO ₂	0,86	0,79	0,93	0,84	0,47	0,35	0,26
Al ₂ O ₃	16,47	21,04	17,20	17,80	13,05	14,15	12,20
Fe ₂ O ₃	5,75	3,86	3,41	2,56	1,39	1,60	0,80
FeO	5,57	3,41	3,59	2,51	4,08	0,72	1,53
MgO	8,21	2,03	2,35	1,05	1,10	0,15	0,20
CaO	10,56	9,39	6,60	5,85	2,84	1,85	1,30
MnO	0,19	0,13	0,13	0,11	0,23	0,06	0,06
Na ₂ O	2,31	3,17	3,11	4,32	4,22	4,05	4,13
K ₂ O	0,51	0,74	1,13	1,64	1,99	2,80	2,79
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,16	0,17	0,07	0,14	0,04
П.л.п.	0,36	0,20	0,40	0,40	3,08	0,40	0,23
Сумма	100,40	99,89	100,43	99,65	100,50	99,67	99,34
Li	5	8	14	18	10	18	14
Rb	16	14	21	35	18	64	78
Ba	150	320	440	460	500	540	630
Sr	280	390	170	210	170	80	80
V	18	48	87	155	71	170	106
F	220	290	330	460	200	440	170
Be	0,5	0,5	1,1	1,0	0,9	0,8	0,5
Sn	2,0	2,8	3,8	3,1	—	7,2	3,0

Примечание. В-570 — базальт, влк. Шмидта; В-356 — андезит-базальт, влк. Шмидта; В-214 — андезит, влк. Богдановича; 4005 — дацит, влк. Богдановича; В-179 — риолит, эффузивный купол Обсидиановый; ЛД-10 — риолит, эффузивный купол Ледниковый. Аналитики Г. С. Горшачева, В. И. Халтуева (силикатный анализ), Л. Л. Петров (бор, фтор, бериллий), С. И. Шигарова (литий, рубидий), А. И. Фингельштейн (барий, стронций), А. И. Кузнецова (олово), Институт геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР 1982—1984 гг.

В нижнем плейстоцене (Q₁) возобновляется вулканическая деятельность вдоль западных границ структуры в виде формирования небольших по объему базальтовых и андезит-базальтовых щитовых вулканов общим объемом 90—100 км³.

Среднеплейстоценовый этап (Q₂) характеризуется вспышкой кислого вулканизма в связи с рассредоточенными центрами извержений за пределами Паужетской депрессии. Доля кислых вулкаников этого этапа составляет 60—65%.

В верхнем плейстоцене завершается становление Паужетской депрессии с образованием небольших по объему (55—60 км³) лавовых вулканов основного состава и кислых экзтрузий (15 км³ или 35% объема). Структура депрессии усложняется в связи с формированием крупного вулканотектонического поднятия — Камбального хребта с амплитудой 800—1000 м. Голоценовый этап отличается новой вспышкой кислого вулканизма с образованием крупной многофазной лавоэкзтрузивной постройки Дикий Гребень андезит-дацитового состава объемом 18 км³. При общем объеме вулкаников этого этапа ~100 км³ количества основных и кислых пород примерно равны.

Общей чертой для Гамченского и Паужетского долгоживущих центров является смена во времени основного вулканизма кислым на начальном

вулканотектонической структуры; 10 — граница Паужетской вулканотектонической депрессии (N₂³ — Q₁); Арабские цифры на схеме — вулканы: 1 — Кошегочек, 2 — Явинский, 3 — гора Ключевская, 4 — Третья Речка, 5 — Дед и Баба, 6 — Кошелена, 7 — Камбальный, 8 — Дикий Гребень, 9 — Ильинский, 10 — Желтовский. В. 1—3 — содержания бора (г/т): 1 — 10—30; 2 — 30—50; 3 — > 50.

этапе формирования вулcano-тектонических депрессий, т. е. в верхнеплиоцен-нижнечетвертичное время с последующим увеличением объемов кислого изверженного материала в $Q_3 - Q_4$. Различает их большая доля кислых эффузивов и андезитов среди вулканитов Гамчена и преобладание основных пород в Паужетском центре в целом. В то же время есть сходство в размещении кислого материала. Большая часть кислых вулканитов в виде лав, экструзий и эффузивных куполов, в основном поздних этапов развития ($Q_3 - Q_4$), приурочена к центральным частям вулcano-тектонических депрессий, а покровы игнимбритов среднего и кислого состава расположены обычно на их периферии (см. рис. 1, 2).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БОРА В ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ И ИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗАХ

Распределение бора в вулканитах Гамченского и Паужетского центров характеризуется разными средними количествами элемента и вариациями его содержаний для одноименных типов пород (табл. 2—4). Однако (см. табл. 2) средние уровни содержаний бора для базальтоидов обоих центров практически одинаковы (26 г/т) и одновременно близки среднему содержанию в современных базальтах Ключевой группы вулканов — 25 г/т (среднее из 125 анализов [Петров и др., 1984]). С возрастанием кремнекислотности пород происходит увеличение количества в них бора (рис. 3). Для Паужетского центра рост средних содержаний бора достаточно постепенный, от 26 до 47 г/т, при почти постоянном значении средних величин атомных отношений $(B/Si) \times 10^4$, изменяющихся от 1,3 для базальтов (50,5% SiO_2) до 1,6 для риолитов (74,0% SiO_2).

В то же время содержания бора в породах Гамченского центра представляют геохимическую аномалию среди вулканитических пород Курило-Камчатской островной дуги (см. табл. 2, 3). Среднее содержание бора в породах составляет 76 г/т при его вариациях от 3—6 в базальтоидах до 275—370 г/т в дацитах и риолитах. Средние содержания бора в породах возрастают от уровня $SiO_2 = 56-57\%$ с увеличением атомных отношений $(B/Si) \times 10^4$ до 5,5—10 (см. рис. 3). Аналогичное обогащение бором щелочных риолитов и комендитов эпизодически наблюдается в породах Ичинской группы вулканов в Срединном хребте Камчатки [Волынец и др., 1984], где отношения $(B/Si) \times 10^4$ возрастают до 2,7—3,9. Большая часть точек (93%) составов вулканитов Камчатки, исключая Гамченский центр, на диаграмме $B-SiO_2$ (см. рис. 3) заключена в интервале отношений $(B/Si) \times 10^4 = 0,6-2,6$. На этом «фоне» выделяется поле высоких содержаний бора, начиная от уровня $SiO_2 = 56-57\%$. Подобная аномалия характерна главным образом для вулканитов средне-верхнечетвертичного возраста. Положительная корреляция между обогащением пород бором и ростом их щелочнометалльности не отмечается ни для рассматри-

Таблица 2

Средние содержания бора в различных по кремнекислотности типах вулканитов Гамченского (I) и Паужетского (II) центров

Порода	I					II				
	$SiO_2, \%$	$C, \text{ г/т}$	σ	$V, \%$	n	$SiO_2, \%$	$C, \text{ г/т}$	σ	$V, \%$	n
Базальты	50,15	26	13	50	74	40,50	26	11	43	117
Андезито-базальты	55,11	46	32	69	53	55,37	31	13	41	35
Андезиты	59,27	79	56	71	79	58,24	31	12	40	21
Андезито-дациты	62,94	81	34	42	23	62,47	36	12	33	20
Дациты	66,07	107	48	45	24	66,33	37	14	37	29
Риолито-дациты	70,77	150	65	43	15	—	—	—	—	—
Риолиты	74,24	150	58	38	48	74,0	47	15	33	11
Среднее	—	76	43	56	316	—	30	13	43	233

Примечание. C — среднее арифметическое, σ — среднеквадратичное отклонение, V — коэффициент вариации, n — количество анализов. Данные по SiO_2 А. А. Вадеевской и др. [1980].

Таблица 3

Содержания бора в неоген-четвертичных вулканитах Гамченского долгоживущего вулканического центра

Номер образца	Порода	Местонахождение	Возраст пород	SiO ₂ , %	В, г/т	(B/Si)×10 ⁴
4008	Базальт	Лавовое плато основания влк. Шпиль	N ₂ ²	47,68	20	1,0
3046	Андезит	Там же	N ₂ ²	61,84	40	1,6
1036	Андезито-базальт	влк. Богдановича, р. Восточная	N ₂ ³	54,52	34	1,6
		Вулканы:				
В-560	Базальт	Шмидта	Q ₁	47,74	10	0,5
В-356	Андезит	»	Q ₁	60,92	48	2,0
ЗК-106	Базальт	Шпиль	Q ₁	49,19	22	1,1
4013	Андезито-базальт	»	Q ₁	55,32	30	1,4
3040	Андезит	Пийпа	Q ₂	57,12	30	1,3
3029	Андезито-дацит	»	Q ₂	63,50	73	2,9
80-К	Базальт	Северный Гамчен	Q ₃	48,86	20	1,0
32-К	Андезито-базальт	Южный Гамчен	Q ₃	53,93	37	1,7
ЗК-52	Андезит	Богачевский	Q ₃	58,30	120	5,2
В-171	»	Высокий	Q ₄	57,84	155	6,7
ЗК-61	»	»	Q ₄	60,37	215	8,9
В-237	Дацит	Приходченко	Q ₄	67,66	220	8,2
В-183	Риодацит	Эффузивный купол:	Q ₄	71,24	275	9,7
ЛД-14	Риолит	Обсидиановый Ледниковый	Q ₄	74,89	163	5,5

Примечание. Аналитики Л. Л. Петров, И. Г. Митрофанова, Институт геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР, 1980—1984 гг.

Таблица 4

Содержание бора в неоген-четвертичных вулканитах Паужетского долгоживущего вулканического центра

Номер образца	Порода	Местонахождение	Возраст пород	SiO ₂ , %	В, г/т	(B/Si)×10 ⁴
840	Базальт	р. Озерная	N ₁	49,5	20	1,0
919	»	р. Голыгина	N ₂ ³	46,0	19	1,0
		Вулканы:				
1277	»	Гора Ключевская	N ₂ ³ — Q ₁	49,7	22	1,1
1624	»	Ильинский	Q ₃	49,9	24	1,2
277/70	»	Камбальный	Q ₄	50,3	25	1,2
66/69	»	Желтовский	Q ₄	51,1	48	2,3
907	Андезито-базальт	р. Голыгина	N ₂ ³	54,0	34	1,6
1628	»	влк. Сарай	N ₂ ³ — Q ₁	52,7	21	1,0
68/69	»	влк. Желтовский	Q ₄	54,0	45	2,1
820	Андезит	р. Озерная	N ₁	55,1	33	1,5
3002	»	Гора Ключевская	N ₂ ³ — Q ₁	56,1	24	1,1
ЗК-13	»	влк. Черные Скалы	Q ₄	57,7	19	0,8
3366	Андезито-дацит	р. Озерная	N ₁	62,8	36	1,4
41/69	»	влк. Ильинский	Q ₄	63,2	29	1,1
11/69	Дацит	влк. Желтовский	Q ₄	68,9	51	1,8
13/69	Риолит	Курильские экстрезии	Q ₄	72,2	41	1,4
1/69	»	Там же	Q ₄	73,6	48	1,6

Примечание. Аналитики Л. Л. Петров, И. Г. Митрофанова, Институт геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР, 1976—1980 гг.

ваемых центров, ни для всей Курило-Камчатской дуги. Подобная закономерность иллюстрируется рис. 3 и 4, где область содержания бора в породах Гамчена резко выделяется по отношению к породам отдельных вулканических центров Камчатки. В вулканитах Гамченского центра по сравнению с другими (рис. 4) проявлена тенденция роста концентраций бора по мере увеличения в породах калия. Однако эта связь кажущаяся, так

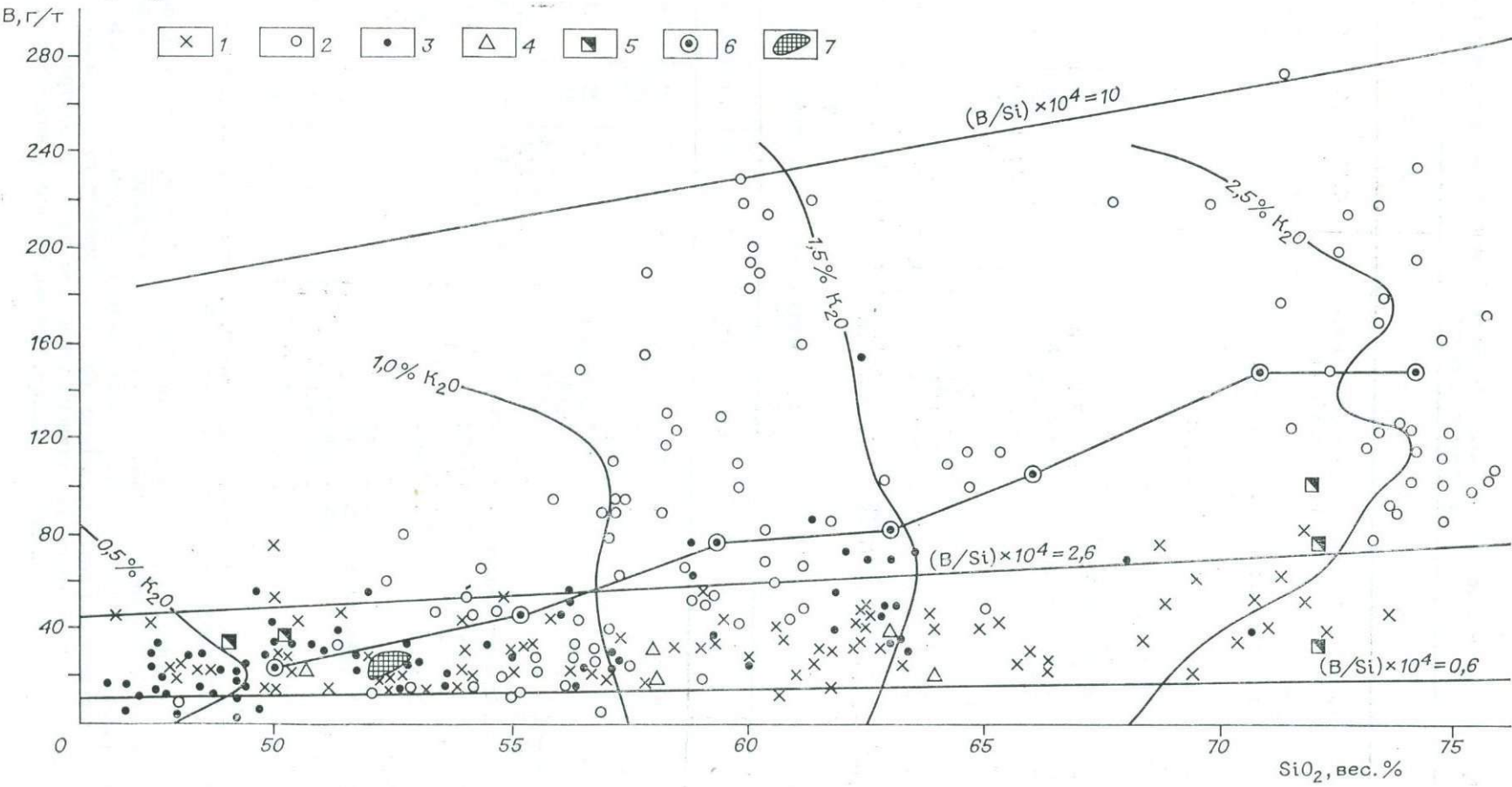


Таблица 5

Вариации среднеарифметических содержаний бора (г/т) в зависимости от возраста пород Гамченского (I) и Паужетского (II) долгоживущих вулканических центров

Порода	Возраст					
	$N^{2-3} + N_2^1$	N_2^3	Q_1	Q_2	Q_3	Q_4
I						
Базальты + андезитобазальты	$\frac{30}{6-56}$		$\frac{25}{10-55}$	$\frac{40}{19-155}$	$\frac{30}{9-71}$	$\frac{52}{3-150}$
Число анализов	33		34	18	42	21
Андезиты + дациты + риолиты	$\frac{54}{39-81}$	$\frac{45}{29-83}$	—	$\frac{64}{29-155}$	$\frac{92}{9-295}$	$\frac{127}{20-275}$
Число анализов	7	10		28	50	73
Все вулканыты	$\frac{40}{12-71}$	$\frac{55}{6-125}$	$\frac{28}{9-80}$	$\frac{59}{20-155}$	$\frac{98}{9-295}$	$\frac{104}{3-275}$
Число анализов	14	31	47	38	100	86
II						
Базальты + андезитобазальты	$\frac{36}{17-77}$	$\frac{25}{16-36}$		$\frac{29}{13-56}$		$\frac{38}{13-52}$
Число анализов	20	41		10		16
Андезиты + дациты + риолиты	—	—		$\frac{35}{17-82}$	—	$\frac{42}{19-78}$
Число анализов				29		30
Все вулканыты	$\frac{28}{11-77}$			$\frac{36}{13-82}$		$\frac{39}{13-78}$
Число анализов	62			29		46

как при одинаковых уровнях содержаний калия в лавах вариации количеств бора весьма широки, и одинаково большие концентрации этого элемента обнаруживаются как в относительно низкокальциевых, так и относительно высококальциевых вулканитах. К тому же в субщелочных породах Срединного хребта, среди которых отмечаются наиболее калиевые разности шшонит-латитовой серии, фиксируются кларковые содержания бора.

Особенностью распределений бора в породах Гамченского центра является аномально высокие содержания этого элемента (от 70 до 130 г/т и выше), пространственно локализованные (см. рис. 1) в средне-верхнететвертичных и голоценовых породах среднего и кислого состава группы вулканов Богдановича, Богачевского, Высокого, Кедрового и серий экстремальной аномалии содержаний бора в породах Паужетского центра не наблюдается (см. рис. 2).

Закономерным оказывается, несмотря на аномальный характер пространственного распределения бора, устойчивое изменение его содержаний с уменьшением возраста вулканических пород (табл. 5). Отдельно для раз-

Рис. 3. Зависимость распределения бора от кремнекислотности вулканических пород Камчатки и Курильских островов.

1 — Паужетский долгоживущий вулканический центр; 2, 3 — Гамченский центр: 2 — верхнететвертичные и голоценовые вулканыты, 3 — плиоценовые и нижне-среднететвертичные вулканыты; 4 — Курильские острова Пополитов, Вольнец, 1977]; 5 — щелочные и субщелочные вулканыты Срединного хребта Камчатки [Вольнец и др., 1984]; 6 — среднее для пород Гамченского центра; 7 — базальты и андезитобазальты Ключевой группы вулканов [Петров и др., 1984]; (B/Si) × 10⁴ — изолинии атомных отношений; % K₂O — изолинии содержаний калия.

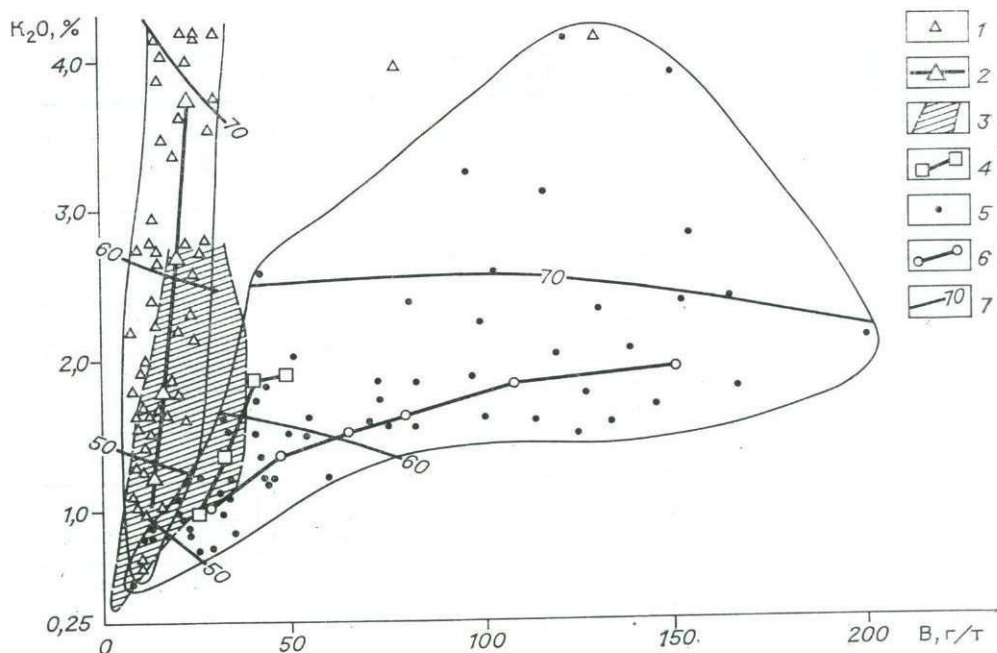


Рис. 4. Зависимость между содержаниями В и K_2O в различных по кремнекислотности эффузивах Камчатки.

1 — Ичинская группа вулканов [Вольнец и др., 1984]; 2 — среднее для пород этой группы; 3 — вулкан Крашенинникова; 4 — среднее для пород Паужетского центра; 5 — вулканиты Гамченского центра; 6 — среднее для этих пород; 7 — изолинии содержаний SiO_2 (вес.%).

личных по кремнекислотности групп пород установлено, что в направлении от нижне- к верхнечетвертичному этапу вулканизма для Гамченского центра происходило накопление бора, фиксируемое по увеличению его средних содержаний. Аналогичное явление характерно и для Паужетского долгоживущего центра, только захватывает и верхнеплиоценовый этап. Темп накопления бора в обоих случаях весьма различен, тем не менее возрастание его содержаний в основных и кислых породах одинаково, включая наличие минимума для вулканитов нижнечетвертичного возраста. Значимые различия средних содержаний бора устанавливались с помощью t -критерия. Например, для основных вулканитов Паужетского центра возрастных интервалов $N_2^3 - Q_1$ и Q_4 средние содержания бора 25 и 38 г/т статистически различны, поскольку $t_{расч} = 3,54$, а табличное значение $t_{0,95} = 2,0$ (дисперсии не равны, поскольку $F_{расч} = 2,3$, а табличное $F_{0,95} = 1,9$).

Наибольшие содержания бора, относящиеся к «аномальным», от 110 до 370 г/т, обнаружены в верхнечетвертичных и голоценовых сферолитовых обсидиановых стеклах Гамченского центра, слагающих отдельные горизонты или лавоподобные тела в разрезе эффузивных куполов Ледниковый, Обсидиановый, Лысый, потоки влк. Приходченко (см. рис. 4). Исследованные обсидианы представляют собой ультракислые стекла с содержанием SiO_2 от 76,8 до 80,7%, обогащенные щелочными металлами с общим преобладанием натрия над калием (табл. 6). Наряду с бором стекла обогащены оловом (до 7,4 г/т), бериллием (до 1,6 г/т), фтором (до 600 г/т), ураном (до 4 г/т) и торием (до 9,3 г/т).

Анализ полученных данных по распределению бора в исследуемых эффузивных породах Камчатки показывает (табл. 7), что в них отсутствуют ярко выраженные минералы — концентраторы этого элемента. Наиболее высокие содержания бора в пироксенах (32—37 г/т) и оливинах (16—18 г/т). Как показывают наши данные, основная часть бора в эффузивных и субвулканических породах Камчатки связана с основной массой или стеклом (64—89%), на долю плагиоклазов приходится 0,2—13% бора (табл. 8)

Т а б л и ц а 6

Химический состав (вес. %) и редкие элементы (г/т) сферолитовых обсидианов Гамченского долгоживущего вулканического центра

Компонент	Образцы пород						
	В-182	В-186	В-184	В-179	В-216	КМ-3	ЛД-10
SiO ₂	77,77	78,57	79,52	80,75	78,25	79,25	76,86
TiO ₂	0,14	0,18	0,24	0,18	0,32	0,33	0,19
Al ₂ O ₃	12,34	12,48	12,46	12,25	11,21	12,66	11,17
Fe ₂ O ₃ + FeO	0,61	0,78	0,76	0,44	2,56	1,67	1,87
MgO	Не обн.	0,05	Не обн.	Не обн.	0,38	0,20	0,02
MnO	0,05	Не обн.	0,06	0,04	0,06	0,07	0,04
CaO	0,63	0,84	1,06	0,87	0,90	1,16	0,73
Na ₂ O	2,34	3,20	3,14	2,49	2,17	2,16	3,14
K ₂ O	6,08	4,50	3,14	3,12	4,63	3,20	5,11
С у м м а . . .	99,96	100,62	100,32	100,16	100,49	100,71	98,09
Na ₂ O/K ₂ O	0,7	1,22	1,70	1,40	0,82	1,16	1,05
Li	25	30	—	30	24	—	14
Rb	60	62	—	68	59	—	78
Ba	600	630	720	420	720	720	630
Sr	95	95	100	78	190	91	80
B	220	200	125	220	220	123	106
F	400	530	400	550	590	440	170
Be	0,4	0,65	1,6	0,8	1,0	0,7	0,5
Sn	4,7	2,9	3,7	2,6	2,8	4,0	3
U	3,3	—	1,6	4,0	3,6	—	—
Th	3,1	—	3,9	9,3	3,0	—	—

Примечание. В-182, В-186, В-184, В-189 — эффузивный купол Обсидиановый; В-216 — влк. Приходченко; КМ-3 — лавы руч. Комарова; ЛД-10 — эффузивный купол Ледниковый. Аналитики Ю. И. Бобров (силикатный рентгеноспектральный микроанализ), Л. Л. Петров, И. Г. Митрофанова (спектральный анализ), С. И. Шигарова (атомно-адсорбционный анализ), Институт геохимии СО АН СССР, 1980—1984 гг.

от его количества в породе в зависимости от ее состава и степени раскристаллизации. Концентрирование бора темноцветными минералами в общем балансе незначительно, достигает для пироксена 0,1—1,8%, для оливина — 1—2%.

Наиболее высокий коэффициент распределения бора между вкрапленниками и основной массой (или стеклом) зафиксирован для плагиоклазов андезито-базальтов и андезитов вулкана Шмидта и равен 0,2—0,5. Замечено, что по мере возрастания доли кислого стекла в дацитах и риолитах величина $K_{Пл}^B$ значительно уменьшается — до 0,06. Также меняется значение этого параметра [Антипин и др., 1982] и от валового содержания бора в породе: возрастание содержаний бора ведет к резкому уменьшению величины $K_{Пл}^B$.

Авторами осуществлены экспериментальные исследования подвижных форм нахождения бора при различных его содержаниях в породах. Для этой цели выбраны риолитовые стекла эффузивного купола Ледниковый с содержаниями бора 90—100 г/т. Обработка пудры стекла растворами 0,1 М Na₂CO₃ при 95—98°C в течение 8—24 ч показало, что выход бора в раствор колеблется от 2 до 4,5% от исходного содержания. В гидротермальных условиях при 300°C (давление 400 бар) в водном растворе 0,1 М HCl и морской воде выход бора из образцов дацитовых игнимбритов с начальным содержанием 20—23 г/т колебался от 10,5 до 16,6% (время эксперимента 264 ч).

Полученные данные указывают на присутствие относительно небольших количеств подвижной фазы бора в породах, в то время как основная его часть, очевидно, прочно связана с кремнекислородной матрицей стекла.

Таблица 7

Содержания бора в минералах и основных массах эффузивных пород Камчатки

Номер пробы	Порода	Местонахождение	Содержание	
			минерала, об. %	бора, г/т
<i>Плагиоклаз</i>				
33/74	Базальты	Паужетский центр	—	9
3360	Риолиты	Экструзии Курильского озера	—	7
3К-19	Андезито-базальт	влк. Черные Скалы	—	32
273/75	Андезит	влк. Карымский	—	4
5075	»	»	—	5
ПШ-36	Игнимбрит	Гамченский центр	34	8
ПШ-33	»	Там же	31	7
ПШ-49	Андезит	»	16	7
7116	Дацит	Паужетский центр	25	17
113/15	Псефитовый туф дацита	Там же	20	17
КЛ-80	Андезит	влк. Ключевская Сопка	—	9
<i>Пироксен</i>				
3К-19	Андезито-базальт	влк. Черные Скалы, Паужетский центр	—	37
3К-33	Риолит	Паужетский центр	—	32
273/75	Андезит	влк. Карымский	—	15
5075	»	»	—	9
<i>Оливин</i>				
1099	Андезит	влк. Карымский	—	18
273	»	»	—	16
КМ-23	Базальт	влк. Комарова, Гамченский центр	—	3
<i>Основная масса</i>				
3К-33	Риолит	Паужетский центр	—	152
3360	»	Экструзии Курильского озера	—	28
ПШ-33	Игнимбрит	Гамченский центр	61	40
ПШ-49	Андезит	Там же	75	115
ПШ-36	Игнимбрит	»	55	48
В-35	»	»	—	74
В-47	Андезит	»	—	36
КМ-23	Базальт	влк. Комарова, Гамченский центр	—	43
КЛ-80	Андезит	влк. Ключевская Сопка	—	178

Примечание. Аналитики Л. Л. Петров, И. Г. Митрофанова, Институт геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР, 1980—1984 гг.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные по закономерностям распределения бора в вулканических породах позволяют связать их с геологическими особенностями развития Гамченского и Паужетского долгоживущих центров во времени. Из изложенного выше фактического материала вытекает ряд важных, на наш взгляд, выводов. Во-первых, содержания бора, особенно превышающие его кларковые количества, в исследуемых породах не связаны с какими-либо петрохимическими параметрами и, очевидно, не контролируются составом исходных расплавов. Во-вторых, выявляется статистически устойчивая связь между уровнем концентрирования бора в различных по кремнекислотности вулканитах и их возрастом, конкретно выражающаяся в прогрессивном обогащении этим элементом эффузивов среднего и кисло-

Т а б л и ц а 8

Мономинеральные балансы и коэффициенты распределения бора в вулканитах Гамченского долгоживущего центра

Номер образца	Порода, минерал	вес. %	Содержание В, г/т	Доля бора, приходящаяся на минерал, %	K_R^B
КМ-24	Андезито-базальт		39		
	Основная масса	68,1	51	89,0	0,08
	Плагиоклаз	21,4	4	2,2	
	Пироксен	9,8	6	1,5	
С у м м а	99,3		92,7	0,12	
В-552	Андезито-базальт		12		
	Основная масса	60,5	14	63,0	0,2
	Плагиоклаз	31,9	2,8	7,7	
	Пироксен	5,2	—	—	
С у м м а	97,6		70,7		
В-550	Андезит		10		
	Основная масса	46	15	69,0	0,2
	Плагиоклаз	36,3	3	10,9	
	Пироксен + магнетит	17,7	—	—	
С у м м а	100,0		79,9		
ПШ-33	Дацит		30		
	Основная масса	61,0	40,5	82,4	0,17
	Плагиоклаз	31,0	7	7,2	
С у м м а	92		89,6		
ЛД-13	Риолит		99		
	Стекло	73,1	101	74,6	0,91
	Сферолиты	22,7	92	21,1	
	Плагиоклаз	4,0	6	0,2	
	С у м м а	99,8		95,9	0,06

Примечание. K_R^B — коэффициент распределения бора между минералами и основной массой пород.

го состава от нижнечетвертичного к верхнечетвертичному или голоценовому возрасту.

Рост содержаний бора в ходе формирования Гамченского и Паужетского центров (рис. 5) приводит к выводу, что этот процесс проявляется после смены основного вулканизма кислым или резким увеличением его роли, начиная с нижнечетвертичного времени. Более ярко это проявлено на примере Гамченского центра, который характеризуется повышенной долей кислых эффузивов в общем объеме вулканитов и их ультракислым составом.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о прямой связи аномальных количеств бора с проявлением кислого магматизма, т. е. объяснение этого явления затрагивает вопрос о механизме происхождения кислых расплавов вообще и гамченского — в частности.

В качестве первого приближения рассмотрим закономерности распределения бора в эволюционном ряду базальт — андезит — риолит, исходя из модели кристаллизационной дифференциации. Исследуя теоретическую возможность обогащения остаточного расплава бором [Рябчиков, 1975] при условии равновесной и фракционной кристаллизации андезитов и базальтов, изначально не обогащенных этим элементом, авторы использовали комбинированные коэффициенты распределения бора (0,07—0,09) и рубидия (0,2—0,27) для гамченских эффузивов.

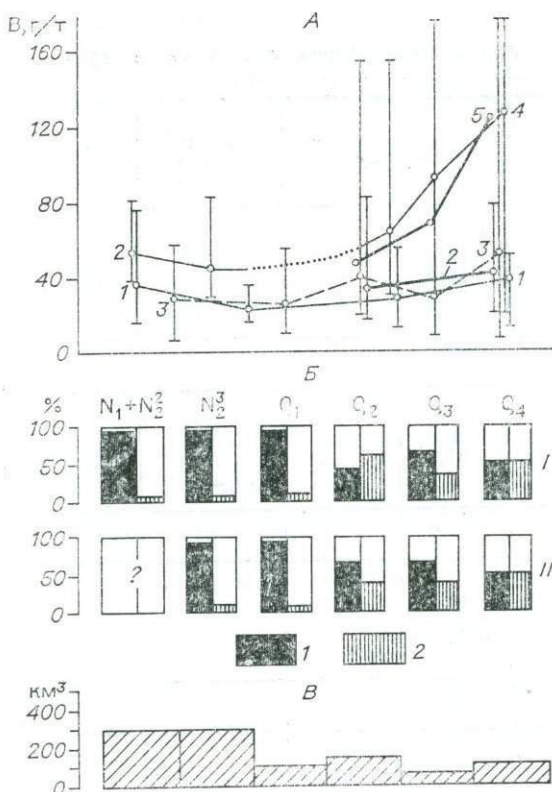


Рис. 5. Соотношение содержания бора (А) и относительных и абсолютных объемов основных и кислых вулканитов (Б) разного возраста для Паужетского (I) и Гамченского (II) центров.

А — распределение бора (г/т): 1 — в основных породах Паужетского центра, 2 — в кислых, 3 — в основных породах Гамченского центра, 4 — в кислых, 5 — в андезитах (57—62% SiO₂) Гамченского центра. Б — объемы пород: 1 — базальты, андезит-базальты, 2 — андезиты, диориты, риолиты. В — объемы вулканитов Паужетского центра.

Вариации содержаний обоих элементов для различных долей остаточных расплавов рассчитаны в предположении равновесия расплав — кристалл из уравнения Рэлея:

$$C^L = C^0 \cdot F^{K_{\text{комб}} - 1},$$

где C^L — содержание В и Rb в остаточном расплаве, г/т; C^0 — содержание В и Rb в исходном расплаве, г/т; F — доля остаточной жидкости (задавалась в модели от 0,9 — до 0,1); $K_{\text{комб}}$ — комбинированный коэффициент рас-

пределения бора и рубидия; $C_{\text{В, Rb}}^0$ — задавалось, исходя из эмпирических данных, равным 26 г/т бора для базальта и 39 г/т бора для андезита, а также 19 г/т рубидия для базальта и 23 г/т рубидия для андезита.

На основе этих расчетов построена диаграмма соотношений бора и рубидия в главных типах эффузивов Гамченского центра относительно трендов теоретических концентраций этих элементов в остаточных расплавах на основе модели кристаллизационной дифференциации (рис. 6). В целом заметно отклонение трендов распределения В и Rb от теоретических линий кристаллизационной дифференциации, несмотря на общую тенденцию роста расчетных и реальных содержаний этих элементов с увеличением кремнекислотности остаточных расплавов. В то же время заметно, что уровни кларковых содержаний бора и рубидия в базальтоидах (например, вулканы Сев. Гамчен и Комарова) соответствуют на диаграмме (см. рис. 6) теоретическим линиям А, Б и В. Наряду с этим можно сделать вывод, что общая обогащенность бором большинства исследуемых пород андезитового состава не связана с процессами магматической дифференциации и фиксируется при приблизительно одинаковом уровне содержаний рубидия. Обогащенные бором кислые стекла — риолиты, образуют на диаграмме В—Rb собственные тренды, не связанные с эволюцией расплавов основных и средних членов серии. В то же время количества бора и рубидия в риолитах близки к уровням их теоретических концентраций в остаточных расплавах, составляющих 10—15% от объема исходных базальт-андезитовых магм. Такие количества бора рассчитаны из его реальных кларковых количеств и коэффициентов распределения (см. табл. 8) для плагиоклаза, пироксена, оливина и их комбинированных величин в исследуемых эффузивах.

Полученные эмпирические закономерности показывают, что в богатых бором магмах (20—30 г/т) при фракционной кристаллизации идет прогрессивное накопление бора ($K_{\text{комб}} \ll 1$) в остаточном расплаве [Антипин и др., 1982]. Допуская изначально высокий уровень содержаний

Рис. 6. Диаграмма В — Rb для эффузивов Гамченского центра.

А, Б — тренд концентраций бора в расплаве при кристаллизации андезита: А — равновесной, Б — фракционной; В — то же при фракционной кристаллизации базальта. Дробные отметки — доли остаточного расплава. 1—8 — поля составов пород вулканов (1 — Гамчен Северный и Южный; 2 — Высокий, молодые потоки вулкана Комарова; 3 — Богачевский; 4 — Приходченко; 5 — Острая, Таборный; 6 — Шпиль; 7 — эффузивный купол Обсидиановый; 8 — Ледниковый). Штриховой линией показан общий тренд накопления бора в базальтах — андезитах, штрих-пунктирной — в риолитах.



бора в расплавах, исходных для известково-щелочной серии Гамченского центра, можно ожидать накопление бора в ходе кристаллизационной дифференциации от основных к кислым породам. Эта возможность, как показано, определяется низкими величинами коэффициентов распределения бора для кристаллических фаз (см. табл. 9).

Имеющиеся экспериментальные данные [Pichavant, 1980] свидетельствуют о переходе значительных количеств бора во флюид при кристаллизации кислых магм. Это обстоятельство наряду с высокими содержаниями бора в риолитах создает дополнительные трудности для объяснения накопления бора и, в частности, геохимической аномалии бора в породах Гамченского центра с помощью механизма кристаллизационной дифференциации.

Дополнительным подтверждением невозможности привлечения механизма кристаллизационной дифференциации для объяснения причин аномальных концентраций бора в вулканитах Гамченского центра служат закономерности распределения в них редких земель, свидетельствующие о независимом происхождении риолитов по отношению к ряду ассоциирующих пород основного — среднего состава четвертичного возраста. Среди базальтов и андезито-базальтов породы верхнеплейстоцен-голоценового возраста (Q_3 — Q_4) резко отличаются от более ранних образований характером распределения редкоземельных элементов (рис. 7). Позднечетвертичные лавы, характеризующиеся аномально высокими концентрациями бора, заметно обогащены легкими лантаноидами при близких содержаниях тяжелых редких земель, им свойственно наличие европиевого максимума, который отсутствует в вулканитах более ранних этапов.

Кремнекислые породы Гамченского вулканического центра имеют ряд особенностей распределения РЗЭ, резко выделяющих их среди основных и средних эффузивов. Риолиты и дациты обогащены как легкими, так и тяжелыми элементами спектра и имеют глубокий европиевый минимум, не свойственный базальтам и андезитам. Наличие указанного минимума при процессе кристаллизационной дифференциации может быть объяснено широким участием фракционирования плагиоклаза из магмы, которое не согласуется с одновременным обогащением остаточного расплава легкими редкими землями. Следовательно, контрастность в распределении РЗЭ кремнекислых и более основных вулканитов исследуемого центра и обогащенность первых всеми элементами спектра указывает на специфические условия формирования кислых образований, не связанные с процессами магматической дифференциации, что согласуется с петрологиче-

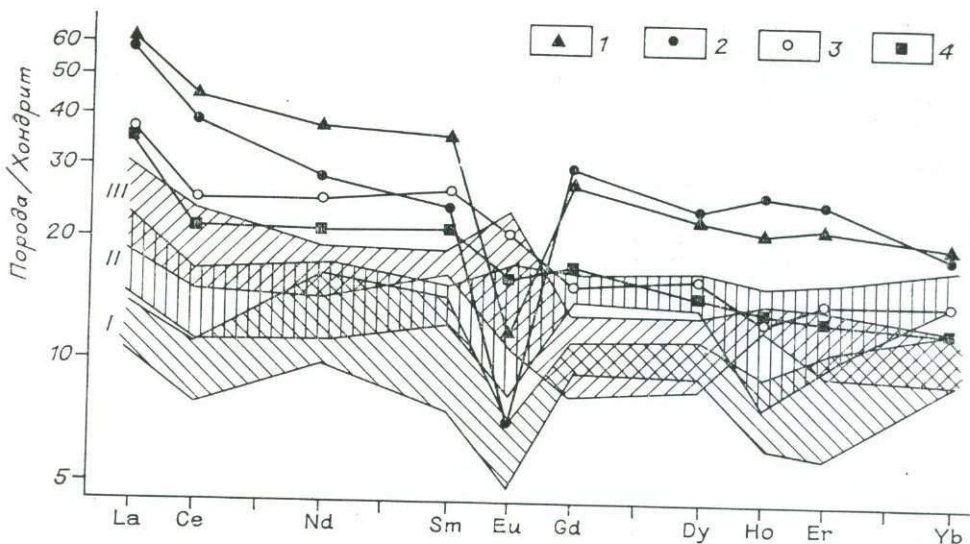


Рис. 7. Распределение РЗЭ в вулканитах Гамченского долгоживущего вулканического центра. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР В. В. Конусовой, Л. А. Чувашевой, Е. В. Смирновой, 1982 г.

1, 2 — риолиты: 1 — среднее из 8 анализов (Q_4); 2 — среднее из 3 анализов (Q_3); 3, 4 — андезиты: 3 — среднее из 2 анализов (Q_4), 4 — среднее из 3 анализов (Q_3); I — III — базальты и андезитобазальты: I — Q_{3-4} , II — Q_2 , III — Q_1 .

скими представлениями Э. И. Пополитова и О. Н. Волинца [1981].

Таким образом, этапы аномального накопления бора в породах Гамченского вулканического центра и максимального обогащения их редкоземельными элементами (см. рис. 7) совпадают. Все приведенные выше данные позволяют предполагать существование дополнительного источника бора в виде флюида с высокой концентрацией этого и некоторых других некогерентных элементов (РЗЭ). О возможности существования повышенного флюидного потока в областях зон субдукции отмечалось ранее [Gill, 1981].

ВЫВОДЫ

1. Вариации содержаний бора в неогенчетвертичных вулканитах долгоживущих вулканических структур закономерно связаны с их временной эволюцией, например, Паужетский и Гамченский центры. Установлено, что возрастание количества бора до уровня его аномальных концентраций в породах Гамченского центра взаимосвязано с увеличением объемов кислых вулканических пород, начиная с нижнечетвертичного времени. Наиболее обогащены бором риолитовые обсидианы (74–75% SiO_2) верхнечетвертичного возраста, до 200–295 г/т.

2. Накопление бора в вулканических породах Камчатки не коррелируется непосредственно с их основными петрохимическими параметрами, в том числе и щелочнометаллностью, а происходит синхронно изменению только кремнекислотности так, что в среднем атомные отношения $(B/Si) \times 10^4$ остаются постоянными от базальтов до риолитов. Исключение составляет аномальное обогащение бором Гамченских эффузивов независимо от их кремнекислотности.

3. Главная часть бора от 64 до 89% в различных по кремнекислотности вулканитах связана с основной массой или стеклом, при этом комбинированные коэффициенты распределения элемента между кристаллическими фазами и стеклом или основной массой колеблются от 0,07 до 0,09.

4. Закономерности механизма аномального обогащения бором кислых эффузивов не соответствуют модели кристаллизационной дифференциации

более основных расплавов. Логично предполагать существование дополнительного источника бора в виде глубинного флюида с высокой концентрацией этого элемента.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В. С., Коваленко В. И., Петров Л. Л. Распределение бора между вкрапленниками и основной массой эффузивных и субвулканических пород//Геохимия.— 1982.— № 11.— С. 1639—1656.
- Важеевская А. А., Пампура В. Д., Литасов Н. Е. Петрохимические и геохимические особенности вулканитов//Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки.— М.: Наука, 1980.— С. 128—139.
- Вольнец О. Н., Пополитов Э. И., Патока М. Г., Аношин Г. Н. Геохимия позднелиоценчетвертичных субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги//Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент.— Новосибирск: Наука, 1984.— С. 108—126.
- Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки.— М.: Наука, 1980.— 171 с.
- Кожемяка Н. Н. Долгоживущие вулканические центры в системе новейших вулканических зон Камчатки//Вулканология и сейсмология.— 1984.— № 4.— С. 4—13.
- Пампура В. Д. Минералообразование в гидротермальных системах.— М.: Наука, 1977.— 202 с.
- Петров Л. Л., Кирсанов И. Т., Дубик Ю. М. Распределение Be и летучих (B, F) в продуктах последовательных извержений некоторых вулканов Камчатки и Курил//Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент.— Новосибирск: Наука, 1984.— С. 162—170.
- Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса.— Новосибирск: Наука, 1981.— 182 с.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм.— М.: Наука, 1975.— 230 с.
- Федорченко С. И., Скрипко К. А. Вулканы Кроноцкого района на Камчатке//Вулканы и извержения.— М.: Наука, 1969.— С. 98—121.
- Шанцер А. Е., Краевая Т. С. Формационные ряды наземного вулканического пояса.— М.: Наука, 1980.— 162 с.
- Gill J. V. Orogenic andesites and Plate Tectonics.— Springer-Verlag: Berlin, Heidelberg, 1981.— 396 p.
- Pichavant M. An experimental study of the effect of boron on water-saturated granites with petrogenetic consequences//Congress geologique internat., Resumes abstracts. V. I. Paris, 7—17 juillet.— 1980.— P. 76.

**В. С. АНТИПИН, О. Н. ВОЛЫНЕЦ, А. Б. ПЕРЕПЕЛОВ,
М. Г. ПАТОКА, В. Д. ПАМПУРА, В. С. УСПЕНСКИЙ**

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОГО И СУБЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА КАЛЬДЕРЫ УКСИЧАН (КАМЧАТКА)

В соответствии с новыми представлениями тектоники литосферных плит исключительное значение приобретают проблемы пространственных, возрастных и генетических соотношений магматических пород различной сериальной принадлежности, отражающих характер тектоно-магматических процессов в конкретной геодинамической обстановке.

Для островных дуг, имеющих достаточно мощную континентальную кору, типичны вулканиты известково-щелочной и пошонит-латитовой серий. Их закономерное сочетание в пространстве наиболее отчетливо отражает известную поперечную зональность островных дуг — увеличение щелочности продуктов вулканизма по мере удаления от глубоководного желоба [Куно, 1970; Gill, 1970; Пополитов, Вольнец, 1981]. Однако в пре-

делах отдельных вулканических центров иногда отмечается тесная пространственная и временная связь пород различных серий.

Ярким примером сочетания вулканических известково-щелочной и шонит-латитовой серий плиоцен-четвертичного возраста является вулкан-кальдера Уксичан, расположенный в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса (Срединный хребет).

Исследователями установлено наличие среди пород вулкана Уксичан образований известково-щелочной и субщелочной серий, определены главные черты строения и геологической истории вулканизма указанной постройки [Огородов и др., 1966; Огородов и др., 1972; Стефанов, Широкий, 1980]. А в последнее время, кроме того, выявлена геохимическая специфика продуктов шонит-латитовой серии этого центра [Пополитов, Волюнец, 1981; Волюнец и др., 1984]. Тем не менее, характер взаимоотношений продуктов различных серий, а также их геохимическая эволюция во времени и минералогические особенности до сих пор остаются невыясненными.

Анализ вещественной эволюции и специфики пород вулкана Уксичан позволяет рассмотреть некоторые петрологические аспекты островодужного магматизма, такие как генетические взаимоотношения серий и причины их совместного проявления в пределах одного вулканического центра на основе материалов новых геолого-геохимических исследований.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ И СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА УКСИЧАН

Вулкан Уксичан в его современном виде представляет собой щитообразную постройку диаметром 50 км (рис. 1). Центральная ее часть осложнена кальдерной депрессией диаметром 12—13 км и глубиной до 900 м, имеющей округлую форму. В кальдере располагаются экструзивные купола, наиболее крупный из которых (собственно сопка Уксичан) возвышается на абсолютную высоту до 2000 м. Кромка кальдеры подчеркивается серией кулисообразно расположенных разрывных нарушений, амплитуды смещений по которым оцениваются в первые сотни метров. Дугообразные разрывные нарушения фиксируются и внутри кальдеры, однако смещения по ним не столь значительны.

Уксичанский вулканический центр расположен на пересечении северо-восточных и относительно более древних северо-западных разрывных зон. В общем структурном плане центр находится на северо-восточном окончании западной цепи вулканотектонических структур Камчатки 1-го порядка [Апрелков, Ежов, 1980]. Собственно размеры структуры соответствуют размерам вулкана.

В гравиметрическом поле центр вулкана выражается отчетливой изометричной областью повышенных значений силы тяжести, общие контуры которой несколько превышают диаметр современной кальдеры (до 18 км). В трансформированных полях аномалия еще более усиливается и сохраняется при осреднениях до глубин 6—8 км. При трансформированиях, отражающих наиболее поверхностные закономерности распределения масс (глубины — первые километры), аномалия, сохраняя общий контур, распадается на ряд локальных максимумов, расположенных по периферии кальдеры. В центре ее, наоборот, обособляется отчетливый локальный минимум.

В магнитном поле структура центральной части вулкана выражена менее отчетливо, хотя и отмечаются высокоинтенсивные положительные аномалии по периметру современной кальдеры.

Возрастной диапазон деятельности вулкана охватывает период с плиоцена до среднего плейстоцена. В своей истории он прошел стадии стратовулкана (плиоцен), щитового вулкана (ранний плейстоцен) и кальдеры-вулкана (средний плейстоцен). В позднем плейстоцене и голоцене

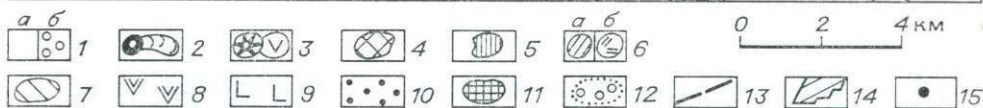
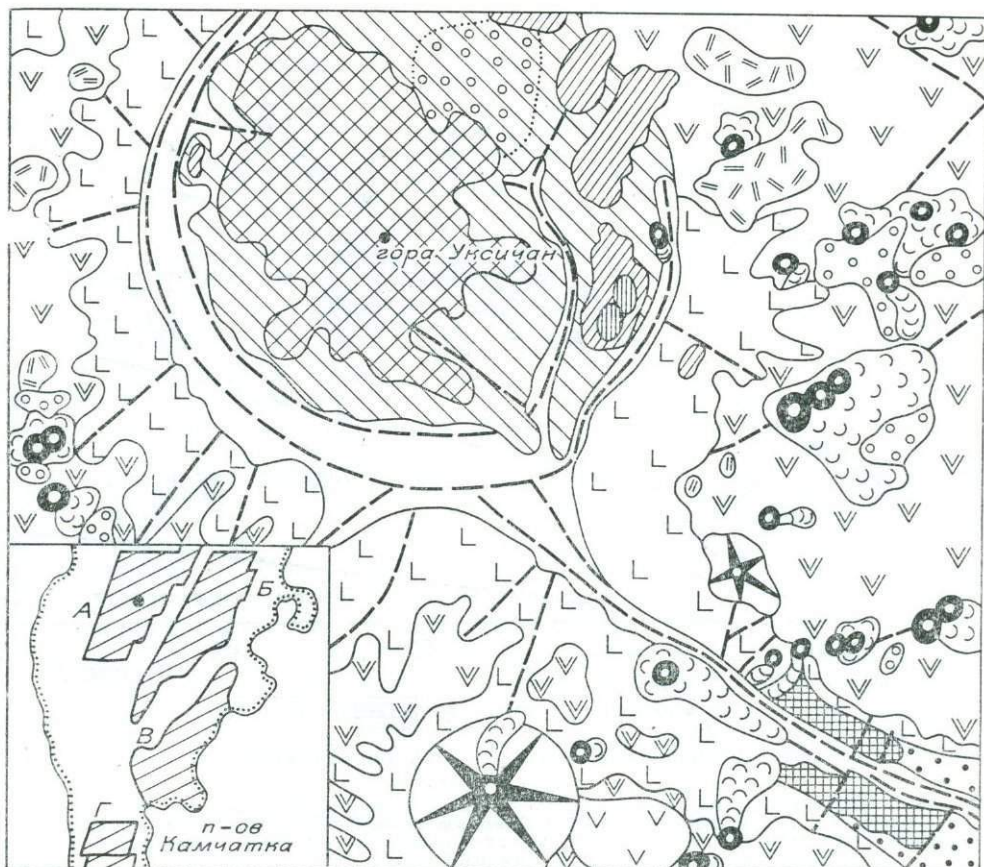


Рис. 1. Схема геологического строения кальдеры Уксичан (использованы данные [Стефанов, Широкий, 1981]).

1, 2 — голоцен: 1 — аллювиальные (а) и водно-ледниковые (б) отложения; 2 — шлаковые конусы и лавы базальтов ареального вулканизма. 3 — верхний плейстоцен, вулканические постройки и лавы андезито-базальтов, андезитов. 4—7 — средний плейстоцен, экструзии: 4 — высококалийевых дацитов и андезитов; 5 — кварцевых латитов; 6 — кварцевых трахитов (а — экструзии, б — лавы); 7 — латитов, шошонитов и высококалийевых базальтов. 8 — средний — нижний плейстоцен, лавы высококалийевых базальтов, андезито-базальтов, шошонитов, латитов, кварцевых латитов, трахитов и игнимбриты шошонитового, латитового и трахитового составов. 9—11 — плиоцен: 9 — базальты, андезито-базальты вулкана Уксичан; 10 — базальты, андезито-базальты, андезиты и дациты вулканического центра, расположенного восточнее вулкана; 11 — субвулканические тела базальтов, андезито-базальтов. 12 — поле измененных пород с эпитермальным оруденением. 13 — разрывные нарушения. На врезке: 14 — вулканические зоны (А — среднего хребта, Б — Центральной Камчатской депрессии, В — Восточной Камчатки, Г — Южной Камчатки). 15 — положение кальдеры Уксичан [Шополитов, Вольнец, 1981].

постройка находилась в зоне активного базальтового ареального вулканизма.

Начало формирования вулканического сооружения следует связывать с концом плиоцена.

Извержения этого периода носили преимущественно эффузивный характер, хотя имели место и эксплозии. Продукты извержений, представленные лавами и туфами базальтов, андезитобазальтов, а к концу излияния и высококалийевых базальтов, распространялись от центра на расстояние более 20 км, формируя протяженные моноклинали. Мощность разрезов этих образований в стенках современной кальдеры достигает 750 м, а отдельных горизонтов и лавовых потоков — 3—5 м.

Эффузивы и пирокластические отложения раннего периода перекрывают комплекс контрастных по составу плиоценовых вулкаников одного из центров, расположенных восточнее.

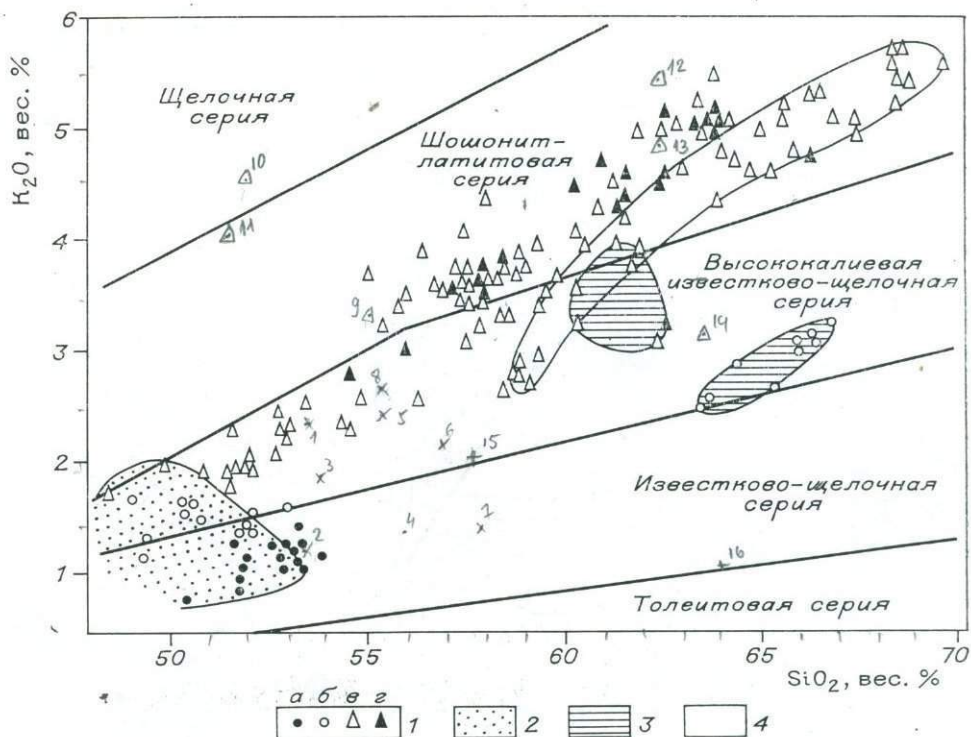


Рис. 2. Классификационная диаграмма K_2O-SiO_2 для вулканических пород кальдеры Уксичан.

1 — точки составов (а — базальтов и андезитов-базальтов плиоцена, б — высококальциевых базальтов плиоцена, в — лав и экструзий, г — игнимбритов четвертичного возраста); 2—4 — поля составов пород, в которых присутствуют вкрапления: 2 — оливина, 3 — амфибола и биотита, 4 — биотита. Границы раздела серий приведены по [Вольнец и др., 1984].

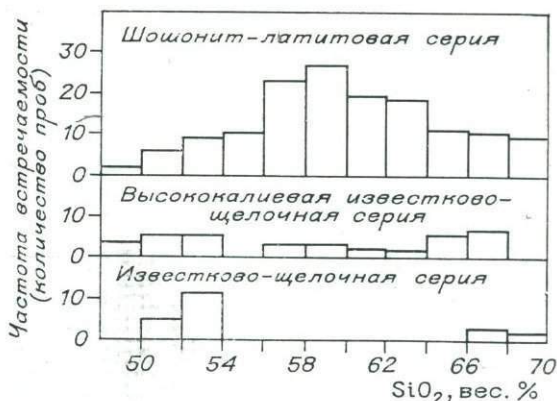
В конце периода имели место внедрения субвулканических тел и экструзий, как соответствующих по составу лавам, так и более кислых (дациты, риодациты), хотя объем последних был относительно невелик (рис. 2).

В раннем плейстоцене, вероятно, после незначительного временного перерыва, эффузивная деятельность вулкана возобновилась. Этот период знаменуется излиянием еще более высококальциевых базальтов и лав шошонитового и латитового составов (рис. 3), хотя так же происходили незначительные эксплозии, сформировавшие маломощные (1—4 м) горизонты игнимбритов латитового и реже шошонитового составов. Резко увеличиваются и мощности отдельных потоков, достигая 15 м.

В среднем плейстоцене вслед за формированием серии латитовых покровов большой мощности в результате опустошения магматической камеры вулкана по кольцевым разломам началось опускание центрального блока — заложение центральной кальдеры. С этим этапом связаны крупные игнимбритообразующие извержения, сформировавшие на обширной площади покровы игнимбритов латитового и трахитового составов, а также — излияние лав кварцевых латитов, трахитов и кварцевых трахитов. Их мощность не превышает первых десятков метров, а в сумме составляет 100—150 м.

Экструзивная деятельность этого периода сосредоточена в пределах кальдеры. Тела латитов, трахитов, кварцевых латитов и кварцевых трахитов распределились по периферии кальдеры вблизи кольцевых разломов, причем положение их соответствует положительным аномалиям в остаточных гравитационных полях. В центре кальдеры сформировалась крупная и относительно более поздняя экструзия высококальциевых дацитов (см. рис. 1). В блоках между экструзивными телами иногда фиксируются фраг-

Рис. 3. Гистограмма распределения вулканических пород различной кремнекислотности. Частота встречаемости составов не соответствует объемам пород.



менты опустившихся вместе с кальдерой покровов часто измененных шошонитов и латитов раннего плейстоцена. Внедрение экструзий сопровождалось гидротермальной деятельностью, которая проявилась в северной и северо-восточной частях кальдеры и привела к формированию крупного поля измененных пород с эпитепидальным оруденением.

Геологическая история вулкана и особенности геофизических полей дают основание предполагать существование крупных магматических масс под вулканической постройкой на глубине до 8 км, являющихся, по нашему мнению, основным аномалиеобразующим объектом. Положение интенсивной гравитационной аномалии непосредственно под центром вулкана дает право считать более вероятным именно это предположение, а не альтернативу существования здесь поднятого блока фундамента. Кроме того, кровля мелового фундамента в районе залегает на глубине 2—4 км, а гранитно-метаморфического слоя — на глубине не более 6 км [Балеста и др., 1977] при общей мощности консолидированной коры 28—30 км.

ТИПЫ ПОРОД И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Наличие среди вулкаников кальдеры Уксичан двух различающихся по щелочности серий пород, а также промежуточной между ними высококалийевой ветви известково-щелочной серии приводит к необходимости использования двойной номенклатуры для пород одинаковой кремнекислотности. В соответствии с последними петрохимическими классификациями [Классификация..., 1981; Gill, 1981] в статье принята следующая терминология (первое название для пород известково-щелочной серии, второе — для высококалийевых типов пород ИЩ и третье — для шошонит-латитовой серии): при $\text{SiO}_2 < 53\%$ — базальт и высококалийевый базальт; SiO_2 53—57% — андезитобазальт, высококалийевый андезитобазальт, шошонит; SiO_2 57—64% — андезит, высококалийевый андезит, латит, трахит; SiO_2 64—70% — дацит, высококалийевый дацит, кварцевый латит, кварцевый трахит (см. рис. 2).

В плиоценовой части разреза докальдерной постройки преобладают базальты и андезитобазальты известково-щелочной серии, составляющие более 80% объема пород (см. рис. 3). Однако в верхах плиоценового разреза щелочность лав постепенно повышается; умереннокалийевые базальты сменяются высококалийевыми (рис. 4). Доля кислых пород (дацитов, риодацитов) в плиоценовой части разреза весьма невелика (не более 5%). Четвертичная часть докальдерного разреза, а также игнимбриты относятся целиком к шошонит-латитовой серии, причем игнимбриты раннего плейстоцена отвечают по составу шошонитам и латитам, а позднего — латитам и трахитам. В разрезе докальдерной постройки наряду с латитами широко развиты шошониты, тогда как более кислые (кварцевые латиты, кварцевые трахиты) и более основные породы (высококалийевые базальты) менее распространены. В составе посткальдерного комплекса вновь проявляются две серии пород: высококалийевые дациты и андезиты известково-щелочной серии слагают центральные экструзии в кальдере, тогда как экструзии периферических зон кальдеры и связанные с ними

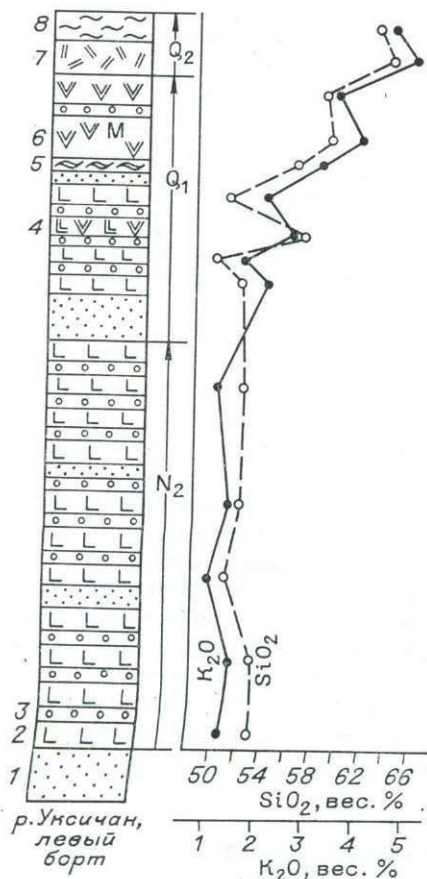


Рис. 4. Схематический геологический разрез разновозрастных вулканических образований. 1 — делювиальные отложения; 2 — лавы базальтов и высококальциевых базальтов; 3 — агглютинаты и агломератовые туфы; 4 — лавы высококальциевых андезитобазальтов; 5 — игнимбриты латитов; 6 — лавы шошонитов и латитов (М — маркирующие протяженные лавовые потоки, используемые для составления сводного разреза); 7 — лавы трахитов; 8 — игнимбриты латитов и трахитов. Мощности разреза и отдельных лавовых потоков даны вне масштаба.

лавовые потоки сложены преимущественно трахитами, кварцевыми латитами и кварцевыми трахитами.

Базальты известково-щелочной серии, равно как и высококальциевые базальты плиоцена, характеризуются оливин-ортоклинопироксен-плагиоклазовой ассоциацией вкрапленников, но отличаются по структурным особенностям. Первые обычно хорошо раскристаллизованы с серийно-порфировыми долеритоподобными структурами, тогда как вторые (особенно из четвертичной части разреза) — резкопорфировые с тонкокристаллической основной массой. В андезитобазальтах и шошонитах наряду с оливином, клинопироксеном и плагиоклазом встречаются также ортопироксен и титаномагнетит. Среди шошонитов отмечаются как мегаплагиофировые с крупными (до 5—8 мм) вкрапленниками плагиоклаза, так

и субафирные разности, тогда как андезитобазальты обычно имеют серийно-порфировые структуры. Вкрапленники в латитах представлены плагиоклазом, орто- и клинопироксеном, титаномагнетитом, наряду с которыми в породах с $\text{SiO}_2 < 60\%$ иногда присутствует и оливин. Андезиты экструзий отличаются наличием амфиболсодержащих парагенезисов, в которых присутствуют также плагиоклаз, два пироксена, титаномагнетит, а иногда и кварц. Для латитов, как и для шошонитов, характерны как резкопорфировые, так и субафирные разности. Андезиты обычно резкопорфировые с умеренным количеством вкрапленников. Резкопорфировые структуры характерны также и для дацитов, однако количество вкрапленников в них обычно велико. Среди последних здесь наряду с плагиоклазом, амфиболом, титаномагнетитом, орто- и клинопироксеном постоянно присутствует биотит. Кварцевые латиты и кварцевые трахиты — мелкопорфировые, нередко субафирные породы с титаномагнетит-биотит-плагиоклазовыми, титаномагнетит-клинопироксен-биотит-плагиоклазовыми или двуполевошпатовыми (последние только для кварцевых трахитов) парагенезисами вкрапленников. В ряде случаев в латитах, кварцевых латитах и кварцевых трахитах наряду с титаномагнетитом присутствует и ильменит.

С помощью микрозонда «Самебах» (Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР) изучен состав минералов вкрапленников и микролитов из лав шошонит-латитовой серии (табл. 1 и 2).

Полевые шпаты в породах серии широко изменяются по составу. Так, состав вкрапленников колеблется от битовнитов и лабрадоров в высококальциевых базальтах до олигоклазов, анортклазов и санидинов в кварцевых трахитах (рис. 5, А). Вместе с тем, тройные полевые шпаты и санидины обнаруживаются наряду с плагиоклазами (андезины) среди микролитов даже в шошонитах и в высококальциевых базальтах. Вариации составов микролитов, а также наличие в кварцевых трахитах зональных вкрапленников, изменяющихся по составу от олигоклазов через анорто-

Т а б л и ц а 1

Химический состав минералов-вкрапленников из лав шошонит-латитовой серии кальдеры Уксихан, вес. %

Компонент	Порода											
	Высококалневый базальт			Шошонит					Латит (Ol + Cpx + Pl)			
	Pl*	Ol*	Cpx*	Pl	Ol	Cpx	Orx	Ti-Mt	Pl	Ol	Cpx	Ti-Mt
SiO ₂	50,56	38,20	49,32	52,45	37,96	50,70	54,23	0,07	53,75	38,69	51,71	0,63
TiO ₂	0,00	0,02	0,50	0,03	0,00	0,70	0,13	12,16	0,05	0,03	0,67	11,61
Al ₂ O ₃	30,56	0,53	3,47	31,02	0,00	3,02	0,51	4,00	29,61	0,00	2,40	3,96
Fe ₂ O ₃	—	3,70	2,08	—	—	—	—	41,70	—	—	—	40,06
FeO	1,21	23,85	8,87	0,80	26,68	9,47	16,09	38,68	0,69	25,39	8,69	35,43
MnO	0,00	0,36	0,33	0,03	0,65	0,39	0,97	0,58	0,02	0,68	0,42	0,62
MgO	0,16	31,55	13,82	0,06	35,50	14,41	25,55	2,39	0,08	33,98	14,97	3,19
CaO	12,66	0,91	20,11	13,01	0,18	19,49	1,37	0,02	11,16	0,19	19,56	0,09
Na ₂ O	3,58	0,26	0,65	3,50	0,00	0,27	0,01	0,04	4,31	0,10	0,18	0,00
K ₂ O	0,79	0,18	0,32	0,64	0,00	0,01	0,00	0,00	0,60	0,00	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,07	0,18	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,03	0,01	0,06	0,00	0,16	—	0,01	0,02	0,13
H ₂ O ⁻	0,72	0,05	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,43	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,31	99,42	100,05	101,57	100,97	98,53	98,82	99,79	100,28	99,07	98,62	95,73
n	4	3	3	4	2	7	2	4	3	3	5	4
An(f)	63,0	(32,9)	(30,2)	64,9	(30,2)	27,8	(27,3)	(90,2)	56,7	(30,0)	(25,5)	(86,3)
Ab	32,2			31,4					39,6			
Or	4,8			3,7					3,7			

Компонент	Порода										
	Латит (Cpx + Orx + Pl)					Кварцевый латит (Bi+Pl)	Кварцевый трахит (Bi + Cpx + Pl + Fsp)				
	Pl	Cpx	Orx	Ti-Mt	Ilm		Pl*	Pl	Fsp ₁	Fsp ₂	Cpx
SiO ₂	57,25	51,28	53,82	0,05	0,07	57,15	60,36	64,01	65,29	51,16	
TiO ₂	0,05	0,68	0,30	11,71	44,57	0,0	0,06	0,10	0,08	0,36	
Al ₂ O ₃	26,85	2,03	0,81	2,47	0,13	26,22	23,80	21,30	18,98	1,03	
Fe ₂ O ₃	—	—	—	42,01	13,59	—	—	—	—	—	
FeO	0,50	8,16	15,02	38,92	35,46	1,51	0,40	0,36	0,34	7,17	
MnO	0,02	0,75	1,25	1,08	2,13	0,00	0,02	0,01	0,02	1,07	
MgO	0,03	15,20	25,68	0,95	1,45	0,28	0,01	0,01	0,00	14,63	
CaO	8,43	20,07	1,43	0,00	0,00	7,58	5,81	2,65	0,60	20,64	
Na ₂ O	5,87	0,33	0,07	0,12	0,00	6,07	7,58	8,59	5,61	0,44	
K ₂ O	0,91	0,0	0,00	0,00	0,00	1,38	1,08	2,41	8,02	0,01	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—	
Cr ₂ O ₃	—	0,07	0,05	0,02	0,07	—	—	—	—	0,04	
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—	
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
С у м м а	99,92	98,56	98,43	97,34	97,47	100,19	99,12	99,43	98,94	96,55	
n	9	5	10	1	1	1	7	2	12	4	
An(f)	41,9	(24,8)	(26,2)	(95,9)	(93,6)	37,5	28,0	12,6	2,9	(24,0)	
Ab	52,7					54,4	65,8	73,7	49,9		
Or	5,4					8,1	6,2	13,7	47,2		

Компонент	Порода				
	Кварцевый трахит (Bi + Crx + Pl + Fsp)			Кварцевый трахит (Bi + Pl)	
	Bi	Ti-Mt	Ilm	Bi	Ti-Mt
SiO ₂	35,28	0,00	0,05	36,44	0,04
TiO ₂	6,01	10,33	50,20	5,62	8,06
Al ₂ O ₃	12,81	0,48	—	13,55	1,59
Fe ₂ O ₃	—	47,79	0,05	—	52,11
FeO	15,95	37,10	40,65	13,31	34,36
MnO	0,76	2,80	3,28	0,30	1,50
MgO	12,95	0,27	0,41	14,58	1,79
CaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,83	0,02	0,11	0,74	0,02
K ₂ O	8,64	0,00	0,00	9,72	0,00
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	3,95	—	—	3,96	—
С у м м а	97,23	98,80	94,77	98,25	99,48
<i>n</i>	6	1	2	14	7
An(<i>f</i>)	(41,9)	(98,8)	(98,4)	(34,4)	(91,8)
Ab					
Or					

Примечание. Звездочкой отмечены силикатные анализы мономинеральных проб, остальные выполнены на микрозонде. Здесь и далее минералы: Pl — плагиоклаз, Ol — оливин, Crx — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Ti - Mt — титаномагнетит, Ilm — ильменит, Bi — биотит, Fsp₁ — анортит, Fsp₂ — санидин. *n* — число анализов; прочерки — не опр.; в скобках — минеральный состав.

клазы до санидинов (см. рис. 5, А), подчеркивают, что полевые шпаты серии образуют единый непрерывный ряд от плагиоклазов до щелочных полевых шпатов.

Состав ядерных зон вкрапленников оливина в разных по кремнекислотности породах серии почти не изменяется, и железистость их (*f*) лежит в пределах 28—32%. В то же время в каждом типе пород внешние зоны вкрапленников, и особенно микролиты, более железисты, чем ядра вкрапленников: в микролитах оливина из шошонитов *f* = 45—53%, а из латитов — 49—56%.

Также слабо изменяется железистость и содержание Fs-компоненты во вкрапленниках клинопироксенов из разных по кремнекислотности типов лав (см. рис. 5, В), хотя с ростом SiO₂ в лавах в клинопироксенах из них убывает содержание Al₂O₃ и возрастает MnO. Микролиты клинопироксена, по сравнению с вкрапленниками, обогащаются железом, но в большинстве случаев незначительно (за исключением редких микролитов из кварцевых трахитов), и в целом на тройной диаграмме En — Fs — Wo (см. рис. 5, В) фигуративные точки клинопироксенов из пород шошонит-латитовой серии образуют единый компактный рой. Слабые вариации железистости и кальциевости клинопироксенов (известково-щелочная тенденция) в ряду разных по кремнекислотности пород и низкое (0,5—0,7%) содержание TiO₂ в клинопироксенах из высококальциевых базальтов и шошонитов являются характерными признаками многих шошонит-латитовых серий [Morrison, 1980].

Составы ортопироксенов из шошонитов и латитов практически не различаются (*f* = 26—28%, Wo = 2,4—3,2%), однако в каймах вкрапленников ортопироксенов из шошонитов иногда появляются субкальциевые авгиты (*f* = 29—31%, Wo = 18—30%), что обычно считается нетипичным для пород шошонит-латитовых серий.

Таблица 2

Химический состав минералов-микролитов из лав шошонит-латитовой серии кальдеры Укисчан, вес. %

Компонент	Порода												
	Шошонит						Латит (Ol+Cpx+P1)			Кварцевый трахит			
	Ol	Cpx	P1	Fsp ₁	Fsp ₂	Mt	Ol	P1	Fsp ₁	(Bi+Cpx+P1+Fsp)		(Bi+P1)	
										Cpx	Fsp ₂	Cpx	Fsp ₂
SiO ₂	35,54	50,14	57,34	64,20	65,77	0,16	35,35	59,39	63,74	51,65	68,00	48,92	64,41
TiO ₂	0,05	0,88	0,07	0,27	0,37	14,61	0,08	0,11	0,19	0,65	0,04	0,96	0,08
Al ₂ O ₃	0,06	3,11	26,50	21,43	19,23	1,72	0,0	26,20	22,30	1,65	18,92	3,36	18,83
FeO	39,29	10,95	0,92	0,79	0,89	42,41	39,66	0,73	0,65	9,30	0,42	11,41	0,38
						37,67							
MnO	1,10	0,44	0,03	0,03	0,03	0,60	1,35	0,01	0,03	1,49	0,02	1,40	0,01
MgO	24,31	13,80	0,07	0,03	0,02	0,81	21,50	0,03	0,08	12,68	0,01	10,99	0,0
CaO	0,32	18,82	8,44	3,36	0,71	0,09	0,48	7,03	2,90	20,26	0,28	19,29	0,74
Na ₂ O	0,03	0,24	5,66	4,53	4,24	0,05	0,07	5,82	4,97	0,53	5,17	0,66	5,46
K ₂ O	0,02	0,04	1,28	5,24	9,00	0	0,02	1,65	4,94	0,01	8,74	0,28	7,41
Cr ₂ O ₃	0,08	0,08	0,05	0,01	0,02	0,07	0,08	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01
Сумма	100,78	98,49	100,30	99,89	100,29	98,2	98,50	101,01	99,82	98,24	101,51	97,30	97,33
n	6	10	3	4	4	2	4	3	1	3	3	3	8
An(f)	(48,3)	(31,7)	42,0	19,1	3,7	96,8	(51,7)	38,7	16,3	(32,4)	1,4	(39,6)	3,8
Ab			50,4	46,6	40,1			52,9	50,6		46,7		50,8
Or			7,6	34,3	56,2			8,4	33,1		51,9		45,4

Примечание. Содержание железа дано только в форме FeO, первая цифра — FeO, вторая — Fe₂O₃.

Биотиты, как уже отмечалось установлены только во вкрапленниках кварцевых латитов и трахитов. Они отличаются умеренной железистостью ($f = 33-48\%$), глиноземистостью ($12,2-13,7\%$ Al₂O₃) и несколько повышенной титанистостью ($5,5-6,1\%$ TiO₂).

Содержание TiO₂ и Al₂O₃ в титаномагнетитах постепенно убывает с ростом кремнекислотности пород, а содержание MnO возрастает: вкрапленники титаномагнетита в шошонитах содержат $11-14,5\%$ TiO₂, $3,6-4,3$ Al₂O₃ и $0,5-0,6\%$ MnO; в латитах — $9-13,5\%$ TiO₂, $2,3-4,2$ Al₂O₃ и $0,7-1,0\%$ MnO; в кварцевых трахитах — $8-13\%$ TiO₂, $0,4-1,6$ Al₂O₃ и $1,4-3,2$ MnO. Степень окисленности железа, близкая в титаномагнетитах шошонитов и латитов, заметно возрастает в титаномагнетитах кварцевых трахитов.

Содержание MnO в ильменитах из кварцевых трахитов также более высокое, чем в этих минералах из латитов ($3,5-5\%$ против $1,4-1,6$), однако в отличие от титаномагнетитов в первых повышено и содержание TiO₂ ($49-51\%$ против $44-45$).

Температуры кристаллизации вкрапленников плагиоклаза, рассчитанные по геотермометру Кудо и Вейла (на основе валовых составов вкрапленников плагиоклаза и валовых составов пород), постепенно снижаются от $1180-1150^\circ\text{C}$ (при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар) в лабрадорах высококальциевых базальтов и шошонитов до 1060 ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар) — 1020°C ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар) в андезинах латитов и кварцевых латитов и 970 ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар) — 920°C ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар) в олигоклазах кварцевых трахитов. Температуры кристаллизации пироксенов в шошонитах и латитах (по двупироксеновому геотермометру Велса) не различаются и лежат в пределах $1030-1040^\circ\text{C}$, что в общем соответствует оценкам температур

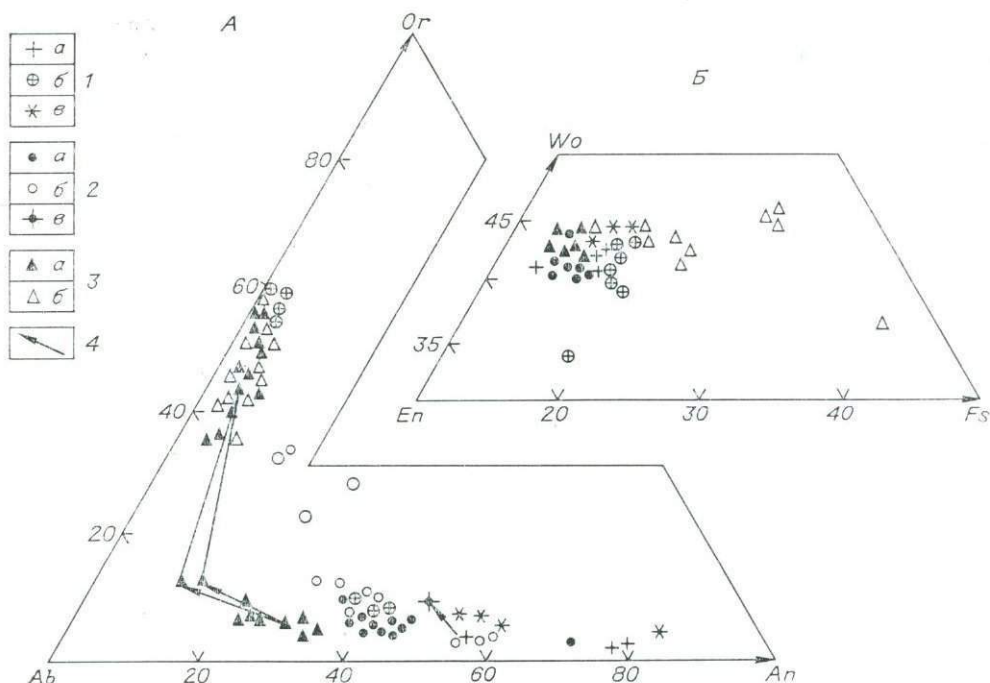


Рис. 5. Эволюция составов полевых шпатов (А) и клинопироксенов (Б) из вулкани-
тов шшонит-латитовой серии.

1 — высококальциевые базальты и шшониты, 2 — латиты, 3 — кварцевые трахиты и кварцевые ла-
титы (а — вкрапленники, б — микролиты, в — данные химических анализов); 4 — тренд эволюции
состава ассоциирующих вкрапленников.

кристаллизации вкрапленников плагиоклаза в латитах при P_{H_2O} между 0,5 и 1 кбар. Заметно более низкие оценки температур кристаллизации получены для железо-титанистых окислов латитов ($930^{\circ}C$) и кварцевых трахитов ($720-750^{\circ}C$) по титаномагнетит-ильменитовому геотермометру (приведены максимальные значения температур, рассчитанные по [Powell, Powell, 1977]). Возможно, это связано с одновременностью кристаллизации вкрапленников разных минеральных видов. Парциальное давление кислорода, судя по данным титаномагнетит-ильменитового геотермометра, при кристаллизации расплавов кварцевых трахитов заметно ниже ($-\lg P_{O_2} = 16,5 - 17,5$), чем при кристаллизации латитовых расплавов ($-\lg P_{O_2} = 10,5 - 11,5$).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Каждая из рассматриваемых в статье магматических серий, известково-щелочная и шшонит-латитовая, характеризуется отчетливой геохимической спецификой главных типов вулкаников и определенной направленностью их вещественной эволюции.

Продукты начального плиоценового этапа вулканизма кальдеры Уксичан — известково-щелочные базальты и андезито-базальты — имеют наиболее низкие содержания K_2O (0,84—1,28 вес. %), Rb (4—18 г/т), Ba (200—700 г/т), Sr (500—710 г/т) и повышенные MgO (5,31—6,55 вес. %), Ni (57—91 г/т), Cr (54—133 г/т) по сравнению с породами более поздней субщелочной шшонит-латитовой серии четвертичного возраста (табл. 3, 4, см. рис. 2; рис. 6—8). В завершение плиоценового этапа вулканической деятельности формируются лавы базальтов и андезито-базальтов высококальциевой ветви известково-щелочной серии, обладающие более высокими концентрациями указанных литофильных элементов (K_2O — 1,37—1,67 вес. %; Rb — 8—23 г/т; Ba — 400—700 г/т; Sr — 760—930 г/т), а также

Средний химический состав (вес. %) вулканических пород кальдеры Уксичан

Порода	n	Компоненты											П.п.п.
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
1	10	52,08	1,00	17,39	3,44	5,54	0,16	6,06	9,22	3,12	1,08	0,38	0,34
2	7	53,34	0,95	17,25	3,05	5,65	0,16	5,64	8,82	3,06	1,23	0,39	0,28
3	11	50,72	0,98	18,03	5,06	5,06	0,17	5,06	9,59	3,08	1,62	0,30	0,56
4	10	51,93	1,00	18,27	4,34	4,75	0,17	4,12	8,97	3,35	2,02	0,37	0,50
5	5	54,87	1,00	17,51	3,63	4,88	0,17	3,65	7,43	3,72	2,42	0,41	0,08
6	4	53,15	0,90	19,47	4,07	3,07	0,15	2,40	8,61	3,24	2,38	0,57	2,02
7	2	58,08	0,95	17,68	3,09	3,84	0,16	2,22	5,86	4,27	2,87	0,52	0,24
8	5	59,35	0,78	16,87	2,83	3,34	0,13	2,82	5,24	3,81	2,89	0,29	1,44
9	1	62,53	0,74	17,32	2,59	2,19	0,13	1,41	3,90	4,85	3,08	0,33	0,52
10	10	65,53	0,49	15,92	1,90	2,17	0,08	1,81	4,04	3,89	2,91	0,15	0,79
11	1	49,11	0,97	15,15	5,89	4,31	0,18	6,83	11,06	1,91	2,39	0,58	1,62
12	2	49,19	0,88	15,47	4,69	5,24	0,18	8,10	10,75	2,67	1,84	0,32	0,74
13	10	56,08	1,10	16,62	2,64	5,30	0,16	3,03	6,30	3,99	3,54	0,53	0,52
14	30	58,46	1,03	16,78	3,26	3,97	0,16	2,29	5,15	4,13	3,66	0,53	0,36
15	8	61,06	0,81	16,71	2,83	2,57	0,13	2,06	4,35	4,07	3,89	0,30	0,89
16	6	57,65	1,07	16,65	5,93	2,15	0,16	2,42	5,13	4,11	3,53	0,58	0,54
17	18	62,59	0,98	16,58	3,12	1,88	0,16	1,29	2,95	4,51	4,78	0,31	0,38
18	3	63,15	0,93	16,24	2,31	2,62	0,13	1,08	2,64	4,50	5,19	0,30	0,61
19	8	66,11	0,77	16,20	1,82	1,62	0,12	0,80	2,11	4,60	4,92	0,19	0,42
20	7	64,99	0,67	16,34	2,09	1,18	0,12	0,75	1,99	4,57	4,80	0,15	2,19
21	5	67,42	0,62	16,06	1,50	1,21	0,11	0,51	1,52	4,85	5,45	0,10	0,45
22	7	68,53	0,59	15,64	1,83	0,78	0,09	0,37	1,68	4,82	5,55	0,11	0,50

Примечание. Здесь и в табл. 4: 1—3 — плиоцен: 1 — базальт, 2 — андезито-базальт, 3 — высококалийный базальт. Нижний — средний плейстоцен: лавы (4, 5, 7, 9, 12, 13, 14, 18, 19, 21), экструзии (6, 8, 10, 15, 20, 22); 4 — высококалийный базальт; 5, 6 — высококалийный андезито-базальт; 7, 8 — высококалийный андезит; 9 — высококалийный андезито-дацит; 10 — высококалийный дацит; 12 — магнезиальный высококалийный базальт; 13 — шошонит; 14, 15 — латит; 18 — трахит; 19, 20 — кварцевый латит; 21, 22 — кварцевый трахит; 11 — включение в высококалийном даците; 16 — игнимбриты шошонитового и латитового составов нижнего плейстоцена; 17 — игнимбриты латитового и трахитового состава среднего плейстоцена. n — количество анализов. Анализы выполнены в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР (коллекция О. Н. Волынца) и в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР (коллекция А. Б. Перепелова, В. С. Антипина).

Al₂O₃ (17,21—18,43 вес. %), V (239—260 г/т), Cu (125—175 г/т) и пониженными — MgO (4,65—5,74 вес. %), Ni (20—53 г/т), Cr (20—49 г/т) в отличие от нормальных известково-щелочных вулканитов (Al₂O₃ — 16,83—17,95 вес. %; V — 210—280 г/т; Cu — 69—124 г/т).

С переходом к четвертичному этапу вулканизма в высококалийных базальтах отмечается дальнейший закономерный рост содержаний Al₂O₃ (17,26—19,74 вес. %), K₂O (1,76—2,44 вес. %), Rb (14—32 г/т), Ba (600—800 г/т), Sr (700—920 г/т) и снижение концентраций MgO (296—4,97 вес. %), Cr (15—50 г/т), Ni (29—42 г/т). Кроме того, на этапе смены известково-щелочного вулканизма субщелочным в базальтах заметно повышаются содержания (вес. %) P₂O₅ (от 0,27—0,36 до 0,35—0,47), Fe₂O₃ (от 2,61—5,78 до 3,28—6,04) и TiO₂ (от 0,73—1,11 до 0,94—1,18).

Дальнейший ход эволюции четвертичного вулканизма кальдеры Уксичан привел к формированию широкого спектра составов пород субщелочной серии шошонит — латит — кварцевый латит — трахит — кварцевый трахит и ассоциирующих с ними продуктов высококалийной известково-щелочной серии андезито-базальт — андезит — дацит как среди лавовых, так и среди экструзивных образований.

Следует отметить, что от высококалийных базальтов плиоцен-четвертичного возраста к более кремнекислым породам четвертичной шошонит-латитовой серии наблюдаются единые тренды изменения уровня содержания ряда редких и петрогенных элементов, свидетельствующие об их генетической общности. Так, от лав высококалийных базальтов к лавам шошонитового и латитового составов продолжается рост концентраций TiO₂ (до 1,20 вес. %), P₂O₅ (до 0,79 вес. %), в то время как содержания Al₂O₃, Fe₂O₃ падают (см. табл. 3, рис. 6). Вместе с тем не происходит

Средние содержания редких элементов (г/т) в вулканических породах кальдеры Уксичан

Порода	n	Элемент									
		Li	Rb	Ba	Sr	Zn	Cu	V	Cr	Ni	Co
1	10	4	40	450	630	115	91	250	97	77	33
2	7	4	12	550	600	125	89	240	82	75	30
3	11	5	17	550	830	93	137	270	39	32	32
4	10	5	22	670	850	90	98	230	38	37	31
5	5	5	27	860	820	97	114	240	15	23	24
6	4	3	31	780	860	95	54	180	20	33	31
7	2	6	28	1200	730	128	23	не опр.	20	31	26
8	5	6	37	1000	560	83	46	150	41	40	29
9	1	11	48	1200	660	100	17	не опр.	20	27	23
10	10	9	40	730	460	71	38	90	32	31	22
11	1	18	71	500	550	76	144	350	80	59	39
12	2	8	28	740	690	84	112	260	300	140	43
13	10	11	53	1070	730	84	53	147	25	17	16
14	30	10	53	1270	650	104	46	163	22	17	20
15	8	8	56	1140	520	76	31	97	23	22	18
16	6	8	35	1250	600	113	44	190	20	26	25
17	18	13	61	1430	510	96	16	47	15	24	13
18	3	12	76	1400	420	91	12	50	20	24	22
19	8	18	66	1510	360	78	9	25	5	22	10
20	7	11	69	1310	330	71	12	18	9	21	10
21	5	13	70	1260	230	71	10	18	24	22	11
22	7	14	95	1370	180	57	9	25	7	14	10

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР, аналитики С. И. Шигарова (Li, Rb — метод пламенной фотометрии), А. Л. Финкельштейн (Ba, Sr — рентгеноспектральный метод), О. Ф. Пройдакова (Zn, Cu, V, Cr, Ni, Co — метод атомной абсорбции). Часть анализов на Li, Rb, Ba, Sr, Zn, Cu, V, Cr, Ni, Co выполнена в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, аналитики Л. Н. Смертина, Н. Якоби, Г. Н. Запорощенко (метод атомной абсорбции).

в этих породах накопления Sr, Cu и уровни их концентраций постепенно снижаются (см. табл. 4). К кварцевым трахитам продолжается рост содержаний K_2O (до 5,72 вес. %), Rb (до 108 г/т), Ba (до 1700 г/т), а также Li и Na_2O (до 5,06 вес. %). Далее, от шошонитов и латитов, появляется устойчивая тенденция к падению концентраций P_2O_5 , TiO_2 и Zn (см. рис. 6, табл. 4).

Игнимбриты латитового, реже шошонитового составов, извержение которых приурочено к моменту образования больших объемов лав латитов, отличаются от последних высокими уровнями содержаний Fe_2O_3 (до 7,28 вес. %) и относительно пониженными Rb (соответственно 34—65 и 32—42 г/т).

Лавы до составов, соответствующих трахитам и кварцевым латитам, наследуют тенденции к повышению содержаний литофильных редких элементов — K, Rb, Ba и понижению Sr, Zn, Cu, V, Co, Cr, Ni. Игнимбриты следующего на этой стадии более мощного извержения так же, как и предыдущие, обладают повышенными содержаниями Fe_2O_3 и отвечают по составу латитам и трахитам. Появление в кварцевых латитах и кварцевых трахитах биотита соответствует этапу резкого понижения в породах количества TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , а также Sr (см. табл. 3, 4, рис. 6, 7), содержания которых достигают в кварцевых латитах и кварцевых трахитах уровней соответственно: 0,51; 14,91; 0,03 вес. % и 130 г/т.

Характерными геохимическими чертами среди пород высококальциевой известково-щелочной и шошонит-латитовой серий обладают их экстремные разновидности, проявлявшиеся в ходе вулканической деятельности в центральной части вулкана-кальдеры. Высококальциевые андезитобазальты экстремной относительно своих лавовых аналогов имеют низкие концентрации TiO_2 (соответственно 0,89—0,91 против 0,93—1,13 вес. %), MgO (1,82—2,72 против 3,03—4,30), Na_2O (3,05—3,39 против 3,38—4,10 вес. %), Cu (42—65 против 88—142 г/т), V (180 против 220—300 г/т)

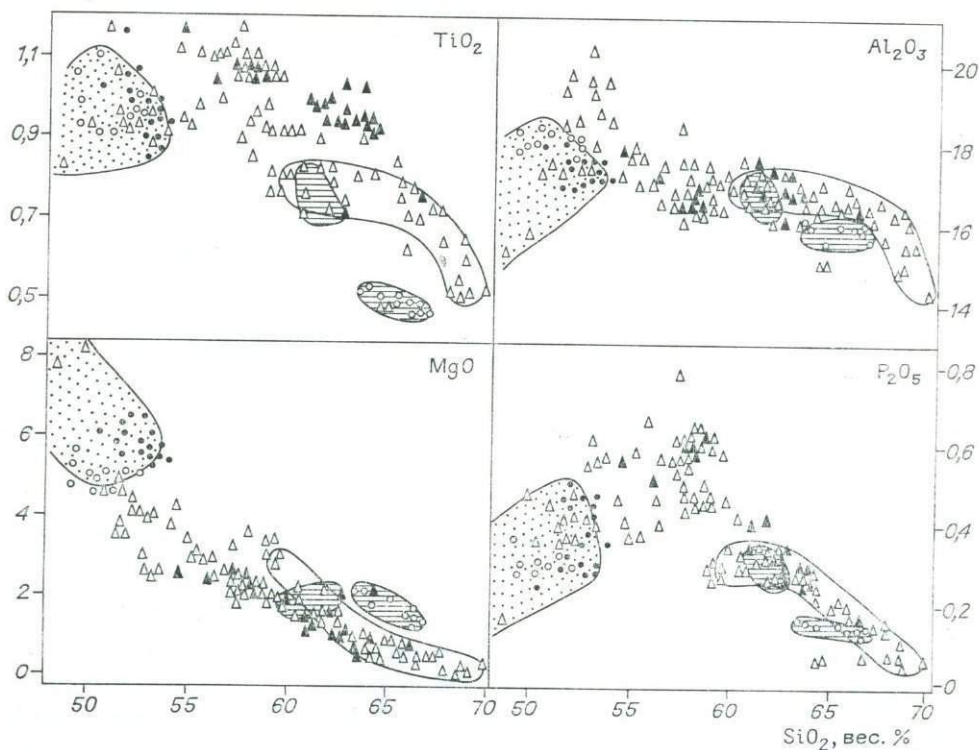


Рис. 6. Диаграмма изменения содержаний (вес.%) породообразующих компонентов в зависимости от кремнекислотности вулканических пород кальдеры Уксчан. Усл. обозн. см. на рис. 2.

и повышенные — Al_2O_3 (18,83—20,34 против 17,15—17,85 вес. %), CaO (8,23—9,06 против 6,56—7,82), P_2O_5 (0,55—0,61 против 0,36—0,46 вес. %), а также являются более водосодержащими.

Несколько иначе отличаются от своих лавовых разновидностей высококальциевые андезиты экструзий. В них наряду с более низкими концентрациями TiO_2 (соответственно 0,71—0,83 против 0,90—0,99), содержания MgO (2,86—3,47 против 2,04—2,40), Rb (29—44 против 27—29 г/т), Cu (52—59 против 12—32), Cr (34—68 против 20), Ni (40—48 против 28—33), Co (30—32 против 25—27 г/т) существенно выше, а Na_2O (3,51—4,08 против 4,12—4,42), P_2O_5 (0,27—0,30 против 0,49—0,54 вес. %), Ba (900—1000 против 1200 г/т), Sr (540—560 и 690—770), Zn (67—83 и 114—142 г/т) — ниже. В качестве одного из минералов-вкрапленников в экструзивных андезитах появляется Bi . В редких случаях появления в андезитах экструзий амфибола (Amf) еще более снижаются концентрации TiO_2 (до 0,71 вес. %), MgO (до 1,47), CaO (до 3,60), а также Cu (до 10 г/т), Cr (до 20), Ni (до 25), Co (до 20 г/т).

Экструзивные аналоги латитов так же, как и андезиты экструзий, характеризуются пониженными содержаниями TiO_2 , MgO , P_2O_5 , Sr , Zn по отношению к лавам. Сходные закономерности обнаруживаются при сравнении лав и экструзивных разновидностей кварцевых латитов и кварцевых трахитов. Для этих экструзивных образований отмечается понижение концентраций TiO_2 , P_2O_5 , Ba , Sr .

Крупная экструзия высококальциевых дацитов, расположенная в центральной части кальдеры, завершила вулканическую деятельность, связанную с образованием шошонит-латитовой серии. В отличие от вулканических шошонит-латитового ряда сходной кремнекислотности высококальциевые дациты отличаются высокими содержаниями MgO (1,42—2,33 вес. %), CaO (3,53—4,74), Cu (32—44 г/т), V (до 120 г/т), а также Cr , Ni , Co . Вместе с тем они имеют относительно низкие концентрации Al_2O_3 (15,50—

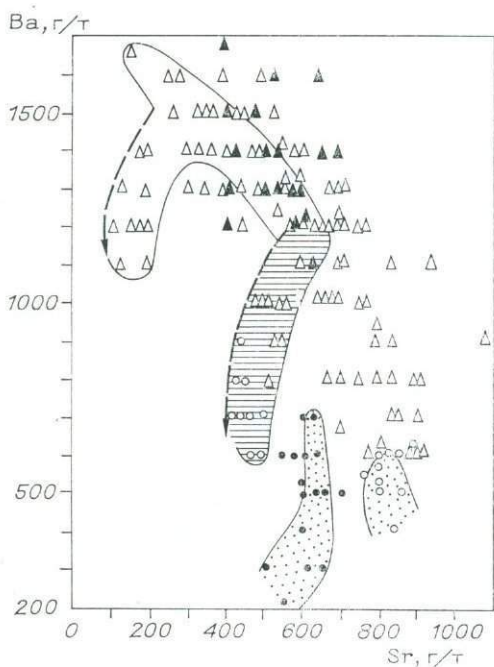


Рис. 7. Диаграмма содержаний Ва и Sr в вулканических породах кальдеры Уксичан.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Стрелками указано возможное направление изменения содержаний Ва и Sr при кристаллизационной дифференциации.

их изотопные характеристики показывают постоянство величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для различных по кремнекислотности типов пород (табл. 5). Сравнение этих данных (рис. 9) с отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для аналогичных вулканических пород кальдеры Уксичан (Курило-Камчатский регион, Япония, Фиджи, Новая Зеландия, Андийский регион) позволяет сделать следующие выводы.

Среди пород шшонит-латитовой серии островных дуг различного типа и зон субдукции вулканические породы кальдеры Уксичан характеризуются наиболее низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений и в то же время близкими к изотопным отношениям в высококалийных и известково-щелочных вулканических породах Курило-Камчатской дуги.

Величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и их близость к среднему значению отношения в базальтах океанических островов $0,7037 \pm 0,0001$ [Фор, Пауэлл, 1974] указывают, скорее всего, на мантийный источник первичных расплавов, изотопно гомогенизированных.

Таблица 5

Изотопный состав стронция в вулканических породах шшонит-латитовой серии кальдеры Уксичан

Номер образца	Порода	SiO ₂	К	Sr	Rb	Rb/Sr ⁸⁷	Sr/ ⁸⁶ Sr _{норм}
		вес. %		г/т			
6522	Базальт высококалийный	50,72	1,80	800	27	0,0034	0,70320 ± 5
6600	Латит	58,02	3,43	700	65	0,093	0,70323 ± 5
6595	Игнимбрит латитового состава	61,70	3,56	700	59	0,084	0,70332 ± 5
6638	Кварцевый трахит	68,64	4,42	200	77	0,38	0,70339 ± 5

Примечание. Изотопные анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР на масс-спектрометре МИ-1320 (1984 г.). Результаты измерений нормированы по стандарту SrCO₃ Eimer and Amend $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70800$. Среднее нормированное значение для этого стандарта — $0,70808 \pm 2$.

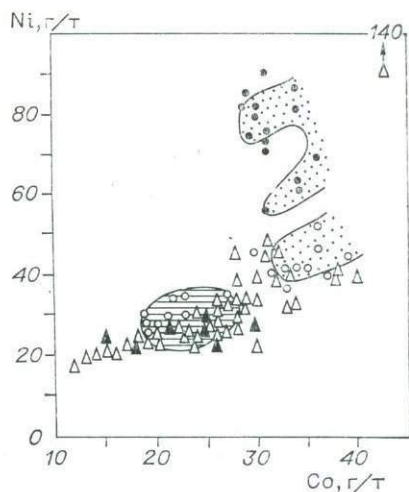


Рис. 8. Диаграмма содержаний Ni и Co в вулканических породах кальдеры Уксичан.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

16,15 вес. %), P₂O₅ (0,14 — 0,16 вес. %). Такая характеристика наиболее сближает их с латитами экзотриптий.

В отличие от существенных вариаций редкоземельного состава сравниваемых серий вулканических пород кальдеры Уксичан

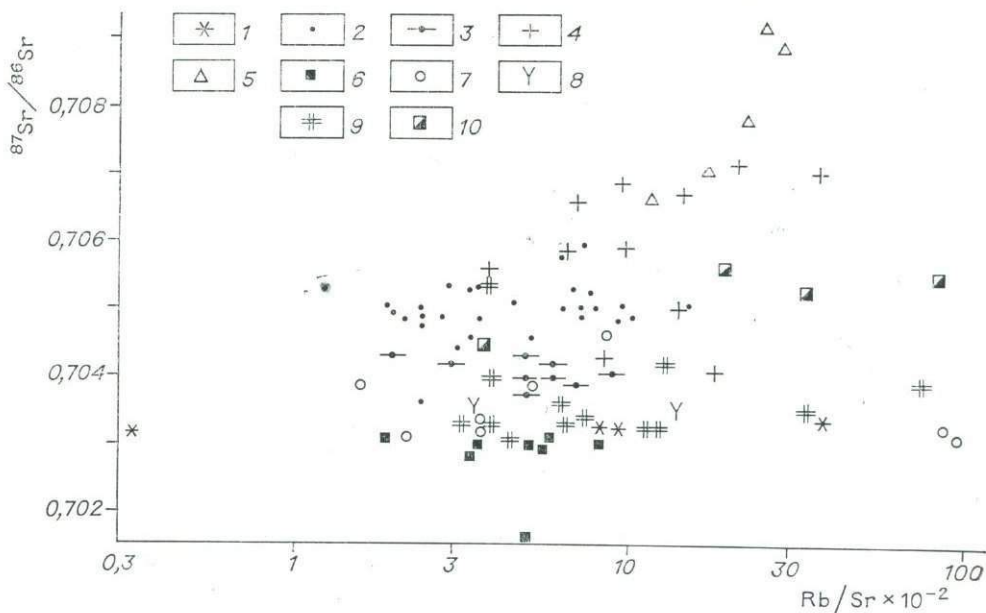


Рис. 9. График $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — Rb/Sr для вулканитов шошонит-латитовой и известково-щелочной серии островных дуг.

1 — кальдера Уксичан; 2 — щелочные базальты, Юго-Западная Япония [Kurasawa, 1984]; 3 — известково-щелочные и шошонит-латитовые вулканиты о. Вити-Леву, Фиджи [Gill, 1970]; 4 — шошонит-латитовая серия, Чили [Klerkx et al., 1977]; 5 — шошонит-латитовая серия, Северная Аргентина, Боливия [Klerkx et al., 1977]; 6 — высококальциевые известково-щелочные породы, Курильские острова [Авдейко и др., 1985]; 7, 8 — известково-щелочные вулканиты (данные авторов); 7 — Восточная Камчатка, Гамчен, 8 — Южная Камчатка, Паужетский центр; 9, 10 — известково-щелочные вулканиты: 9 — Камчатка [Хедж, Горшков, 1977], 10 — Новая Зеландия [Cole, 1980].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

С учетом того, что объемы изверженного материала известково-щелочной и субщелочной серий приблизительно сопоставимы, а также на основании отчетливо выраженных геохимических различий сравнимых серий пород представляется невозможным формирование всех разновидностей вулканитов длительно эволюционирующей Уксичанской структуры из единой исходной магмы путем кристаллизационной магматической дифференциации. Характер геохимической эволюции вулканизма свидетельствует о том, что плиоценовые известково-щелочные породы представлены преимущественно недифференцированными лавами базальтового и реже андезито-базальтового состава, тогда как продукты плиоцен-четвертичной шошонит-латитовой серии образуют независимый от последних дифференцированный ряд пород от высококальциевых базальтов и шошонитов до кварцевых трахитов.

Образование расплавов двух различных магматических серий кальдеры Уксичан на одном и том же уровне глубинности в верхней мантии, и тем более из единого очага, также не согласуется с фактическими данными. В случае увеличения степени частичного плавления мантийного субстрата первичные расплавы должны последовательно обогащаться Ni, Mg, Sr и обедняться Ti, P [Jagannetham, Boyd, 1973; Пополитов, Волынец, 1981; Когарко, Рябчиков, 1983], что не наблюдается на стадии перехода от известково-щелочных лав к более поздним высококальциевым типам пород основного и среднего состава (см. рис. 6). Для длительно эволюционирующего единого очага последовательность проявления исследуемых серий пород была бы обратной, так как начальными продуктами извержения в этом случае должны быть более насыщенные флюидной составляющей и обогащенные некогерентными элементами расплавы относительно повышенной щелочности из верхних горизонтов магматической колонны.

На основании рассмотренных выше геолого-петрографических и геохимических данных наиболее вероятной нам представляется модель разноголубинного происхождения магматических расплавов известково-щелочного базальтоидного и шошонит-латитового составов.

Обогащенность известково-щелочных вулканитов Mg, Ni, Sr и относительная обедненность Al свидетельствуют об их более глубинном генезисе по сравнению с глиноземистыми высококалийевыми базальтами. Это согласуется с данными сейсмологических наблюдений крупных вулканических центров Камчатки, на основании которых зоны магматических очагов глиноземистых базальтов фиксируются в самых верхах мантии на границе ее с континентальной корой, а магнезиальных базальтов на значительно больших (60—80 км) глубинах [Большое трещинное..., 1984]. Однако различия в глубинах генерации магматических расплавов, исходных для известково-щелочных и высококалийевых вулканитов, не являются главной причиной отчетливой геохимической специфики сравниваемых серий пород. Многочисленные находки глубинных включений в лавах Курило-Камчатской островной дуги свидетельствуют об отсутствии среди них пород перидотитового состава гранатовой фации глубинности мантии, а также эклогитов. Поэтому, зарождение базальтоидных и шошонит-латитовых первичных магм вулкана Уксичан могло происходить на уровне шпинелевых или плагиоклазовых перидотитов, что в какой-то мере объясняет повышенную глиноземистость высококалийевых лав, формирующихся в верхних горизонтах мантии.

Учитывая существенные различия в содержаниях петрогенных компонентов, можно предположить, что известково-щелочные базальты и андезит-базальты образовались при значительной степени плавления мантийного перидотита, тогда как при генерации высококалийевых и шошонит-латитовых расплавов их исходные объемы были существенно меньше. Этим можно объяснить отчетливую обогащенность последних Ti, R и обедненность Mg, Ni и Sr. Вместе с тем высокие концентрации в них многих некогерентных элементов (K, Rb, Ba, Sr и др.) обусловлены, скорее всего, влиянием глубинного флюида, извлекающего эти элементы из окружающей мантии [Кузьмин, Пополитов, 1978; Лутц, 1980; Пополитов, Вольнец, 1981]. По-видимому, на раннем плиоценовом этапе вулcano-тектонической активности Уксичанской структуры влияние на вещественную специфику известково-щелочных лав мантийных флюидов незначительно, и состав вулканитов с оливин-пироксеновой ассоциацией вкрапленников определялся главным образом составом мантийного субстрата и степенью его частичного плавления. В конце плиоцена в предкальдерный период в связи с изменением тектонического режима крупной вулканической постройки возможно заложение глубинных разломных зон, обуславливающих поступление мантийных флюидных потоков и, как следствие, формирование в конце плиоцена высококалийевых, а в четвертичное время обогащенных летучими [Вольнец и др., 1984] и некогерентными элементами шошонит-латитовых расплавов. Отчетливая смена типов магм, генерируемых в глубинных условиях под влк. Уксичан, фиксируется довольно резким изменением характера минеральных ассоциаций вкрапленников и уровня концентраций многих редких элементов.

Другим важным отличием магматической истории четвертичного этапа кальдеры Уксичан является благоприятная обстановка для длительной магматической дифференциации, результатом которой является формирование ряда пород от шошонитов и латитов с плагиоклаз-пироксеновой ассоциацией вкрапленников к латитам и трахитам, в которых среди фенокристов присутствуют амфибол и биотит. Закономерности распределения редких элементов в указанном ряду пород вполне соответствуют их особенностям, свойственным процессам кристаллизационной магматической дифференциации.

Несмотря на несколько иные геохимические характеристики высококалийевых типов пород, ассоциирующих с образованиями шошонит-лати-

товой серии, они близки к последним по парагенезисам минералов-вкрапленников и являются, по-видимому, продуктами единых магматических процессов. Высококальциевые породы среднего состава слагают в основном экструзивные тела кальдеры Уксичан, в них присутствуют включения раскристаллизованных образований, принадлежащих к ряду составов шошонит-латитовой серии (см. табл. 3). Поэтому формирование высококальциевых разновидностей вулканитов, в результате процессов кристаллизационной дифференциации латитовых расплавов в малоглубинных камерах, на наш взгляд, вполне вероятно.

ВЫВОДЫ

1. Вулкан-кальдера Уксичан является модельным примером проявления в островодужной обстановке сопряженных и последовательно сменяющих друг друга плиоцен-четвертичных вулканических пород известково-щелочной и субщелочной шошонит-латитовой серий.

2. Известково-щелочная серия представлена вулканитами основного состава (базальты) при низком значении более кремнекислых членов. Породы промежуточной высококальциевой ветви, а также продукты шошонит-латитовой серии образуют относительно полный спектр составов от высококальциевых базальтов и шошонитов до высококальциевых дацитов и кварцевых трахитов.

3. Геохимическая специфика известково-щелочных вулканитов выражается в их высокой магнезиальности, обогащенности Ni, Sr и относительно низких содержаниях Ti, P и литофильных редких элементов. По отношению к ним высококальциевые основные эффузивы более глиноземисты и обогащены K, Rb, Ba, концентрации которых максимальных значений достигают в четвертичных породах шошонит-латитовой серии.

4. Минералого-геохимические различия продуктов магматической эволюции сравниваемых серий влк. Уксичан указывают на их независимое происхождение. Образование расплавов известково-щелочной серии происходило при больших степенях частичного плавления мантийного субстрата и, вероятно, на больших глубинах. Высококальциевые и шошонит-латитовые магмы формировались под воздействием глубинных, обогащенных некогерентными элементами, мантийных флюидов и при меньших степенях плавления пород верхних горизонтов мантии. Процессы кристаллизационной дифференциации в промежуточных магматических камерах ответственны за проявление пород состава латит — кварцевый латит — трахит — кварцевый трахит, а также кремнекислых членов высококальциевого ряда.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Вольнец О. Н. и др. Вариации вещественного состава и изотопных соотношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. Тезисы докладов Всесоюз. совещания. — М.: Наука, 1986. — С. 153—184.
- Апрелков С. Е., Ежов Б. В. Условия формирования вулканических поясов Камчатки // Вулканология и сейсмология. — 1980. — № 5. — С. 3—11.
- Балеста С. Т., Зубин М. И., Утнасин В. К., Аносов Г. И. Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии // Вулканизм островных дуг. — М.: Наука, 1977. — С. 35—42.
- Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975—1976. — М.: Наука, 1984. — 637 с.
- Вольнец О. Н., Пополитов Э. И., Патока М. Г., Аношин Г. Н. Геохимия позднелигоцен-субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. — Новосибирск: Наука, 1984. — С. 108—126.

- Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981.— 160 с.
- Когарко Л. Н., Рябчиков П. Д. Фосфор в процессах плавления мантии//Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 5.— С. 1192—1194.
- Кузьмин М. И., Пополитов Э. И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и активных континентальных окраин и некоторые проблемы петрогенезиса//Геохимия.— 1978.— № 5.— С. 691—699.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг//Окраины континентов и островных дуг.— М.: Мир, 1970.— С. 249—261.
- Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.— 246 с.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Важевская А. А., Огородова А. С. Вулкан Уксичан в Среднем хребте Камчатки//Вулканизм и геохимия его продуктов.— М.: Наука, 1966.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Важевская А. А., Огородова А. С. Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки.— М.: Наука, 1972.— 190 с.
- Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса.— Новосибирск: Наука, 1981.— 182 с.
- Стефанов Ю. М., Широкий Б. П. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки.— М.: Наука, 1980.— 103 с.
- Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии.— М.: Мир, 1974.— 203 с.
- Хедж К. Е., Горшков Г. С. Изотопный состав стронция в вулканических породах Камчатки//Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 233, № 6.— С. 1200—1203.
- Cole J. W. Structure, petrology and genesis of Cenozoic volcanism, Taupo Volcanic Zone, N. Z.— N. Z.//Journ. of Geol. and Geoph.— 1980.— V. 22, N 6.— P. 631—657.
- Gill J. B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an Island Arc//Contrib. Miner. and Petrol.— 1970.— V. 27.— P. 179—203.
- Gill J. B. Orogenic Andesites and Plate Tectonics.— Springer Verlag, 1981.— 396 p.
- Jagannetham A., Boyd F. R. Partitioning of Ti and Al its bearing on the more basalts//Carnegie Inst. Annual. Rept. Div. Geophys. Lab., 1972—1973.— Washington, 1973.
- Klerck J., Deutsch S., Pichler H., Zeil W. Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of cenozoic volcanic rocks of the central and southern Andes//J. of volcanol. and Geothermal Res.— 1977.— N 2.— P. 49—71.
- Kurasawa H. Strontium isotopic ratios of the volcanic rocks in the western part of the San-in region and the surrounding area, Southwest Japan//Bull. Volcanol. Soc. of Japan.— 1984.— V. 29, N 3.— P. 215—234.
- Morrison G. W. Characteristics and Tectonic setting of the schoshonite rock association//Lithos.— 1980.— V. 13, N 1.— P. 98—108.
- Powell M., Powell R. Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal//Miner. Mag.— 1977.— V. 41(318).— P. 257—263.

**В. В. КЕПЕЖИНСКАС, В. С. ГЛАДКИХ, В. В. ЗАЙКОВ,
П. П. КУРГАНЬКОВ**

ГЕОХИМИЯ ПРОДУКТОВ ВНУТРИПЛИТНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА (НА ПРИМЕРЕ КАЙНОЗойСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ ТУВЫ)

Подавляющее большинство проявлений вулканизма континентальных литосферных плит сосредоточено в рифтовых зонах, которые существенным образом различаются структурными позициями в пределах платформ или складчатых сооружений, особенностями геологического строения и вещественными характеристиками [Милановский, 1985; Petrology..., 1978; и др.]. При этом особый интерес вызывают вулканические образования внутриконтинентальных рифтов, которые в противоположность окраинно-континентальным и межконтинентальным рифтогенным структурам, связанным со сложнейшими геологическими процессами на границах взаимодействия литосферных плит, представляют собой относительно автономные структурные элементы, маркирующие переломные эпохи эволюции земной коры собственно континентальных сегментов литосферы. Наибольшее значение в качестве эталонных объектов для

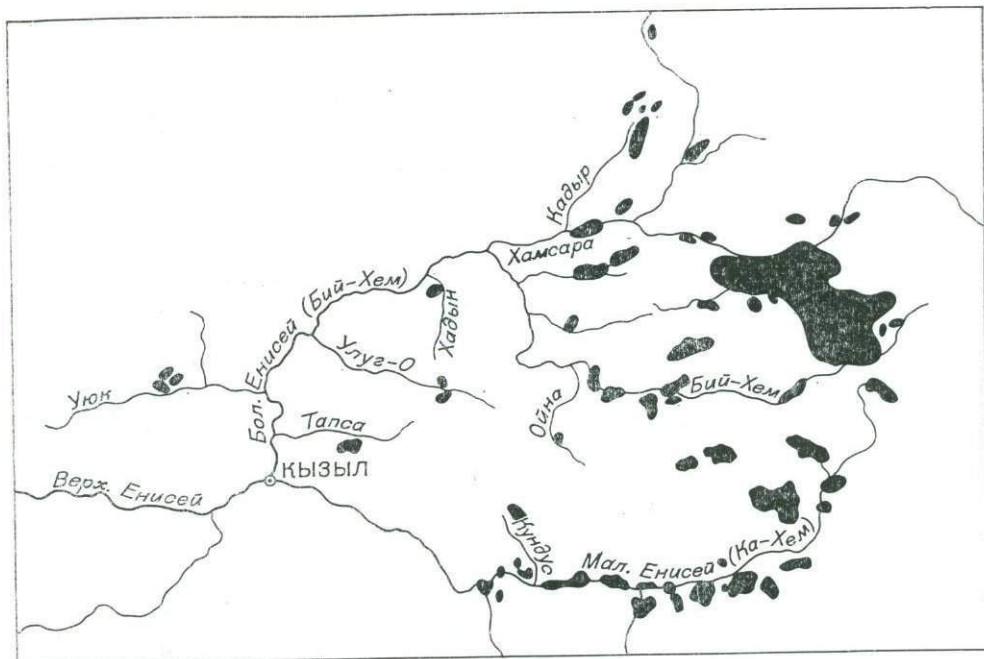


Рис. 1. Закономерности распространения кайнозойских раннерифтогенных базальтоидов (черные поля) на территории Тувы.

решения петрологических проблем и соответствующих палеотектонических реконструкций имеют кайнозойские рифтовые системы, в которых зависимость тектоники и вулканизма не затуманена последующей геологической историей, как это имеет место в палеорифтах.

Одним из таких объектов является Байкальская рифтовая зона, процессы магмообразования и вулканическая деятельность которой исследованы весьма детально [Киселев и др., 1979; Поляков и др., 1985; и др.], включая ее северо-восточное [Костюк, 1983; Рассказов, 1985; и др.] и южное, Хубсугульско-Хангайское [Кеппежинская, 1979; и др.], ответвления. В последнее время появились новые данные о возможном продолжении Байкальского рифта на запад (устное сообщение П. П. Курганькова). Таким образом, считавшиеся ранее «нерифтовыми» проявления кайнозойского вулканизма Тувы, слабо изученные до последнего времени, приобретают особый интерес, как в теоретическом, так и в практическом аспектах.

Проявления кайнозойского вулканизма в Туве сосредоточены на северо-востоке территории, за меридианом г. Кызыл, и лишь незначительная их часть обнаружена в Северо-Западной Туве, в бассейне р. Уюк [Зайцев, Сажина, 1958]. Они связаны со значительным (до 2200 м) неотектоническим поднятием, образующим водораздел Большого и Малого Енисея, за пределы которого вулканические поля практически не распространяются (рис. 1). Это в основном маломощные «точечные» проявления вулканизма (площадью от 10 до 100 км²), представляющие собой более 70 изолированных базальтовых полей, приуроченных к выровненным междуречьям, дну троговых долин и межгорным котловинам обширного водораздельного пространства. На этом фоне резко выделяется вулканическое плато Хамсара-Бийхемского междуречья площадью более 1500 км², образованного мощными (~ 600 м) вулканическими накоплениями и имеющего сложное многоярусное строение. Суммарная площадь кайнозойских вулканических полей Тувы немного больше 4000 км², однако объем вулканических продуктов не так велик, если учитывать их незначительную мощность, за исключением Хамсара-Бийхемского плато.

Возраст молодых вулканопроявлений Тувы определен на основании

споро-пыльцевого и палеомагнитного анализов, а также по взаимоотношениям вулканитов с определенными формами рельефа, установленными геоморфологическими исследованиями (реликты денудационной мел-эоценовой поверхности выравнивания, миоцен-раннеплейстоценовое эрозионно-денудационное низкогорье, плиоцен-раннеантропогеновые долинные педименты и антропогеновые долины). Эти данные, полученные П. П. Курганьковым и другими при крупномасштабной геологической съемке Северо-Восточной Тувы, свидетельствуют, что в кайнозой выделяются по крайней мере три эпохи активизации вулканизма. Первые незначительные признаки вулканической деятельности относятся к неогену и параллелизуются с миоценовыми базальтоидами Окинского плоскогорья в Восточном Саяне. Основная масса вулканогенных образований Тувы связана с извержениями в позднем плиоцене — раннем плейстоцене и среднем плейстоцене. Наиболее молодые локальные вулканопоявления имеют голоценовый возраст [Гросвальд, 1965; Курганьков, Марков, 1983].

Рассматриваемая вулканическая область расположена в пределах каледонского складчатого сооружения, только что начавшееся в конце мела — начале палеогена платформенное развитие которого было прервано кайнозойской тектономагматической активизацией. Этот регион приурочен к тройному сочленению собственно Байкальской рифтовой зоны, включающей разноориентированные рифтовые впадины Прибайкалья и Тунки, с зоной рифтогенеза Окинского плато и Хубсугульским рифтом. Несмотря на то, что четкое структурно-морфологическое оформление рифта на территории Тувы отсутствует, ряд геологических особенностей позволяет утверждать, что и в этом регионе, непосредственно примыкающем к зонам кайнозойского рифтогенеза Прибайкалья и Монголии, устанавливается совокупность тектономагматических процессов, свойственных начальным стадиям континентального рифтогенеза. К ним относятся аномальное состояние верхней мантии [Рогожина, 1975], интенсивные восходящие движения, дробление земной коры и формирование крупных разломов растяжения, по которым шел вынос на поверхность продуктов мантийного плавления в виде щелочно-базальтоидных расплавов, а также геофизические данные, показывающие, что проявления вулканизма контролируются линейными узколокальными аномальными зонами положительного знака ΔT_a и линейными зонами разуплотнения Δg . Характерна сопряженность фаз усиления и ослабления новейшего вулканизма Прибайкалья и Тувы.

Строение и состав продуктов вулканической деятельности этих ранних этапов континентального рифтогенеза оказываются весьма характерными. Выделяется по крайней мере два типа вулканических полей: 1) многоярусные обширные по площади и значительные по мощности плато с многократно функционирующими вулканическими аппаратами, 2) небольшие по размерам покровы, связанные с одноактными, быстро отмирающими, но многочисленными центрами излияний в виде шлаковых конусов.

Примером первого типа в Туве является Хамсара-Бийхемское вулканическое плато. Нижний его ярус образован преимущественно лавовым покровом, состоящим из чередующихся потоков и редких туфовых горизонтов, верхний представлен плосковершинными, осложненными шлаковыми конусами и маарами с нелигифицированным пирокластическим материалом, сложными вулканическими постройками типа Дерби-Тайга, Соруг-Чушку-Узу, вулканов Кокхемский, Приозерный, Чараш-Даг и других, формирование которых согласно геологическим и геофизическим данным связано с несколькими центрами извержения. В их строении наряду с лавами значительное участие принимают вулканокласты в виде агломератов, псаммитовых туфов и туфоалевролитов.

Второй тип представляют разобщенные маломощные (40—50 м) небольших размеров преимущественно лавовые поля, связанные с долинами рек Каа-Хем, Кундус, Ойна, Уюк, Хадын, Тапса и др.

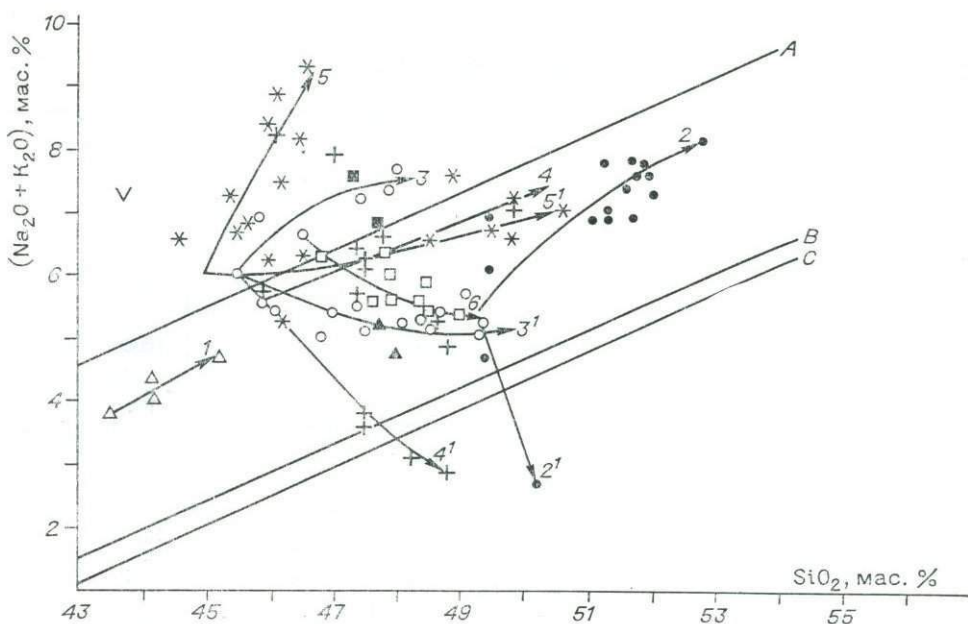


Рис. 2. Петрохимические типы раннерифтогенных базальтоидных серий Тувы на дискриминационной диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. A — C — линии, разделяющие области составов разных типов пород: A — сильно- и среднещелочных [Saggerson, Williams, 1964]; B и C — щелочных и толеитовых (B — по [Irvine, Baragar, 1971], C — по [Macdonald, Katsura, 1964]). Линии со стрелками — тренды дифференциации базальтоидных серий разных вулканических полей Тувы и смежной территории: 1 — Хакасия, 2 — Уюк, 3 — Дербит-Тайга, 4 — Тапса, 5 — Улуг-О, 6 — Арга-Холь, 7 — Каа-Хем, 8 — Кундус, 9 — Хадын, 10 — Ойна. Нумерация трендов соответствует таковой в легенде для каждого вулканического поля.

Петрографические особенности кайнозойских вулканогенных пород характеризуют их как представителей базальтового семейства с массивной и пузырчатой текстурами: афировым и порфировым сложением, преобладающими стекловатыми и микролитовыми, в основном пилотакситовыми, структурами. Хорошо раскристаллизованные разновидности с долеритовыми структурами относительно редки. Минеральные парагенезисы представлены хризолитом, титан-авгитом и основным плагиоклазом с акцессорными магнетитом и титат-магнетитом, которые наблюдаются как в фенокристовой ассоциации, так и в основной массе. Реже отмечается более железистый оливин, диоксидовый авгит с анортитом и аналогичными рудными минералами. Иногда встречаются мегакристы высокоалюминиевого авгита, однако широкого распространения барофильные минералы мегакристовой ассоциации не имеют. Несмотря на принадлежность лав к щелочным базальтоидам и высокое содержание нормативного нефелина, во многих разновидностях модальные фельдшпатоиды не обнаружены и, очевидно, являются составляющими стекловатого мезостазиса.

Петрохимический анализ показывает, что кайнозойские вулканические породы Тувы не выходят за рамки базальтового семейства ($\text{SiO}_2 = 43-53$ мас.%), однако состав их испытывает существенные пространственные вариации петрогенных и редких элементов (табл. 1). Резко подавляющее большинство базальтов разных вулканических ареалов классифицируются как щелочные (рис. 2), за исключением вулканических полей рек Тапсы и Уюк, в которых наряду с преобладающими щелочными базальтоидами отмечаются единичные представители толеитов. Абсолютные значения суммарной щелочности при практически одном и том же уровне насыщения SiO_2 (45—50 мас.%) различаются для разных вулканических полей, от 7—9 мас.% в щелочных базальтоидах р. Улуг-О до 3—7 мас.% в базальтоидах р. Тапсы. Базальты Уюкского ареала

Химический состав пород (мас. %) кайнозойской базальтовой ассоциации Тувы и Хакасии

Оксид, петрохимический параметр	Хакасия				Тува		
	Севернее оз. Беле				р. Уюк		
	82-78	11-78	16-78	46-78	92-78	96-78	103-78
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43,45	44,2	44,2	45,2	49,36	49,50	49,52
TiO ₂	2,26	2,59	2,76	2,16	2,38	2,16	3,07
Al ₂ O ₃	14,00	13,00	13,00	14,00	17,99	16,30	17,02
Fe ₂ O ₃	2,90	7,96	6,68	0,90	9,08	2,98	5,37
FeO	9,54	4,71	6,27	11,16	1,51	5,78	4,85
MnO	0,81	0,71	0,15	0,18	0,15	0,12	0,16
MgO	8,52	7,39	8,05	9,50	4,78	5,83	5,80
CaO	9,23	8,52	9,47	9,23	7,72	6,39	7,04
Na ₂ O	2,33	3,00	2,50	3,57	2,38	3,86	3,36
K ₂ O	1,50	1,40	1,57	1,13	2,30	3,00	2,72
H ₂ O ⁻	0,26	0,74	0,76	0,18	0,90	0,38	0,48
Cr ₂ O ₃	0,042	0,051	0,048	0,037	обн.	0,025	обн.
NiO	0,027	0,032	0,046	0,036	»	0,016	»
P ₂ O ₅	1,02	0,79	0,84	0,81	»	0,86	0,25
П.п.п.	2,94	5,95	3,28	1,82	0,70	2,62	0,48
Сумма . . .	98,20	100,5	99,62	100,01	99,52	99,82	99,99
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	0,44	0,47	0,46	0,42	0,53	0,45	0,48
атм. %							
Na ₂ O + K ₂ O	3,83	4,40	4,07	4,70	4,68	6,86	6,08
K ₂ O/Na ₂ O	0,43	0,31	0,42	0,21	0,61	0,51	0,53
MgO/CaO	0,92	0,87	0,85	1,03	0,62	0,91	0,82

Продолжение табл. 1

Оксид, петрохимический параметр	Тува					
	р. Уюк					
	88-78	98-78	97-78	100-78	101-78	91-78
	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	50,20	51,10	51,30	51,30	51,30	51,60
TiO ₂	1,36	2,07	2,06	1,94	1,93	1,96
Al ₂ O ₃	17,10	16,60	16,50	16,50	16,90	17,35
Fe ₂ O ₃	2,02	5,22	3,31	3,59	3,63	5,97
FeO	6,64	3,49	5,39	4,87	4,74	2,91
MnO	0,15	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	8,65	5,05	5,37	5,21	5,87	4,22
CaO	4,74	5,68	5,45	5,68	5,21	5,92
Na ₂ O	2,33	3,86	4,80	4,00	4,20	4,40
K ₂ O	0,35	3,00	3,00	2,76	2,76	3,00
H ₂ O ⁻	0,36	0,42	0,22	0,46	0,42	0,18
Cr ₂ O ₃	0,025	0,019	0,025	0,019	0,019	0,019
NiO	He обн.	0,013	0,016	0,006	0,003	0,016
P ₂ O ₅	0,25	0,83	0,83	0,75	0,71	0,75
П.п.п.	5,36	2,03	1,28	2,28	2,07	1,12
Сумма . . .	99,53	99,50	99,67	99,48	99,88	99,53

Продолжение табл. 1

Оксид, петрохимический параметр	Тува					
	р. Уюк					
	88-78	98-78	97-78	100-78	101-78	91-78
	8	9	10	11	12	13
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$, атм. %	0,45	0,48	0,46	0,47	0,44	0,53
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	2,68	6,86	7,80	6,76	6,96	7,40
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0,08	0,51	0,41	0,46	0,44	0,45
MgO/CaO	1,82	0,89	0,99	0,92	1,12	0,71

Продолжение табл. 1

Оксид, петрохимический параметр	Тува						
	р. Уюк						
	102-78	99-78	94-78	93-78	95-78	89-78	90-78
	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	51,65	51,70	51,80	51,85	51,90	51,95	52,80
TiO_2	1,99	1,98	1,92	1,98	1,93	1,82	1,82
Al_2O_3	16,45	17,15	16,60	16,60	16,60	16,90	17,25
Fe_2O_3	3,36	4,10	3,93	6,34	2,48	4,19	2,65
FeO	4,53	4,59	4,74	2,66	5,87	3,79	5,35
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11
MgO	4,56	4,56	4,70	4,21	5,05	4,24	4,07
CaO	6,16	5,45	6,16	6,16	5,68	5,21	5,68
Na_2O	4,80	4,60	4,60	4,60	4,60	5,00	5,00
K_2O	3,00	2,29	3,00	3,00	3,00	2,30	3,10
H_2O^-	0,14	0,34	0,24	0,24	0,26	0,42	0,16
Cr_2O_3	0,019	0,019	0,025	0,019	0,025	0,019	0,019
NiO	0,01	0,016	0,016	0,013	0,013	Не обн.	0,01
P_2O_5	0,77	0,78	0,74	0,76	0,75	0,75	0,77
П.п.п.	0,97	1,75	1,41	0,96	1,45	2,96	0,84
Сумма . . .	99,53	99,44	100	99,51	99,73	99,67	99,63
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$, атм. %	0,51	0,50	0,49	0,53	0,49	0,50	0,51
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	7,80	6,89	7,60	7,60	7,70	7,30	8,10
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0,41	0,32	0,43	0,43	0,43	0,30	0,41
MgO/CaO	0,74	0,84	0,76	0,68	0,89	0,81	0,72

Продолжение табл. 1

Оксид, петрохимический параметр	Тува						
	р. Каа-Хем		влк. Дербн-Тайга				
	5(61)	1(60)	354-6	355-4	354-3	3 54-2	356-3
	21	22	23	24	25	26	27
SiO_2	47,68	47,98	45,50	45,80	45,90	46,10	46,80
TiO_2	1,84	1,56	2,65	2,62	2,66	2,65	2,61
Al_2O_3	17,20	17,49	15,20	14,90	14,80	14,70	14,80
Fe_2O_3	0,90	1,76	6,47	5,14	5,40	6,18	1,07
FeO	10,15	9,61	5,29	7,25	6,12	5,42	10,10
MnO	0,01	Не обн.	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16
MgO	7,66	7,78	6,49	7,32	7,32	6,97	7,14
CaO	8,67	8,54	8,88	8,64	8,41	9,35	9,11

Продолжение табл. 1

Оксид, петрохимический параметр	Тува						
	р. Каа-Хем		влк. Дерби-Тайга				
	5(61)	1(60)	354-6	355-4	354-3	354-2	356-3
	21	22	23	24	25	26	27
Na ₂ O	2,82	3,05	4,00	4,34	4,00	3,80	3,50
K ₂ O	2,33	1,79	2,14	2,57	1,63	1,57	1,50
H ₂ O ⁻	0,45	0,07	0,60	0,38	1,04	1,04	0,70
Cr ₂ O ₃	He обн.	He обн.	0,025	0,034	0,034	0,025	0,038
NiO	»	»	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
P ₂ O ₅	»	»	0,69	0,75	0,77	0,71	0,71
П.п.п.	»	»	1,57	0,61	1,82	1,90	1,64
Сумма . . .	99,71	99,63	99,61	100,52	100,06	100,57	99,88
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$, атм. %	0,44	0,45	0,49	0,48	0,46	0,47	0,47
Na ₂ O + K ₂ O	5,15	4,84	6,14	6,91	5,63	5,37	5,00
K ₂ O/Na ₂ O	0,53	0,40	0,34	0,40	0,26	0,28	0,29
MgO/CaO	0,88	0,91	0,73	0,85	0,87	0,75	0,78

Продолжение табл. 1

Оксид, петрохимический параметр	Тува						
	влк. Дерби-Тайга						
	353-3	355-5	356-1	352-3	352-5	352-4	354-4
	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	47,00	47,40	47,50	47,50	47,90	48,00	48,10
TiO ₂	2,34	2,61	2,62	2,71	2,65	2,66	2,27
Al ₂ O ₃	16,00	14,90	16,70	16,90	17,15	17,50	15,20
Fe ₂ O ₃	1,86	0,67	4,45	2,00	3,54	1,30	2,50
FeO	9,39	10,46	6,88	9,09	7,34	9,45	9,18
MnO	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	7,66	7,06	5,38	4,73	3,92	4,25	7,82
CaO	8,17	9,00	8,17	7,93	7,93	7,69	8,17
Na ₂ O	3,30	3,50	3,40	4,68	4,68	4,85	3,70
K ₂ O	2,07	2,00	1,69	2,64	2,71	2,71	1,50
H ₂ O ⁻	0,36	0,32	0,36	0,34	0,28	0,20	0,38
Cr ₂ O ₃	0,025	0,034	0,01	He обн.	He обн.	He обн.	0,029
NiO	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
P ₂ O ₅	0,54	0,77	0,81	0,82	0,85	0,83	0,57
П.п.п.	1,23	1,06	1,41	1,13	1,54	0,99	0,88
Сумма . . .	100,10	99,94	99,53	100,63	100,65	100,59	100,38
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$, атм. %	0,45	0,47	0,53	0,57	0,60	0,59	0,45
Na ₂ O + K ₂ O	5,37	5,50	5,09	7,32	7,39	7,56	5,20
K ₂ O/Na ₂ O	0,41	0,37	0,33	0,37	0,38	0,38	0,27
MgO/CaO	0,94	0,78	0,66	0,60	0,50	0,55	0,96

Продолжение табл. 1

Окисел, петрохимический параметр	Тува						
	влк. Дербн-Тайга						р. Кундус
	353	357-2	356-4	357-1	357	355-1	163-3
	35	36	37	38	39	40	41
SiO ₂	48,50	48,50	48,60	49,10	49,30	49,40	47,34
TiO ₂	2,65	2,34	2,25	2,41	2,32	2,27	2,98
Al ₂ O ₃	18,20	14,90	14,35	15,30	15,00	15,70	14,45
Fe ₂ O ₃	2,69	7,09	0,91	2,03	4,10	2,15	8,18
FeO	8,20	4,87	10,25	9,33	7,65	9,49	2,80
MnO	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,14
MgO	3,58	7,84	7,84	6,84	7,34	7,34	6,31
CaO	8,17	7,69	7,69	8,17	7,69	7,43	7,47
Na ₂ O	3,80	3,50	3,80	3,60	3,50	3,63	4,00
K ₂ O	1,63	1,57	1,63	2,07	1,50	1,57	3,60
H ₂ O ⁻	0,36	0,28	0,50	0,16	0,30	0,24	0,55
Cr ₂ O ₃	He обн.	0,025	0,029	0,025	0,025	0,025	He обн.
NiO	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
P ₂ O ₅	0,83	0,52	0,56	0,57	0,53	0,53	1,43
П.п.п.	1,03	0,94	1,62	0,66	0,97	0,66	1,64
Сумма . . .	99,80	100,21	100,18	100,42	100,70	100,59	100,91
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ атм. %	0,59	0,45	0,44	0,48	0,45	0,47	0,47
Na ₂ O + K ₂ O	5,43	5,07	5,43	5,67	5,00	5,20	7,60
K ₂ O/Na ₂ O	0,29	0,30	0,28	0,38	0,29	0,29	0,58
MgO/CaO	0,44	1,02	1,02	0,84	0,99	0,99	0,84

Продолжение табл. 1

Окисел, петрохимический параметр	Тува						
	р. Кундус	р. Тапса					
	163-10	Б-1	466-15	466-2	466-7	466-1	466-4
	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	47,66	45,94	46,10	47,00	47,35	47,40	47,50
TiO ₂	2,98	2,17	2,70	2,97	2,49	2,72	2,81
Al ₂ O ₃	14,55	14,96	14,24	14,23	14,23	14,23	14,33
Fe ₂ O ₃	5,70	5,34	5,34	5,47	5,62	6,32	6,79
FeO	5,21	4,88	6,00	5,52	4,84	4,39	4,24
MnO	0,16	0,14	0,14	0,11	0,11	0,11	0,12
MgO	6,51	5,98	5,68	5,75	6,03	6,62	6,17
CaO	7,33	8,03	6,72	6,93	6,83	6,93	6,83
Na ₂ O	3,28	2,42	5,54	4,44	3,34	3,64	4,58
K ₂ O	3,50	3,28	2,64	3,50	2,34	2,75	1,52
H ₂ O ⁻	0,88	1,25	0,20	0,14	0,96	0,62	0,38
Cr ₂ O ₃	He обн.	He обн.	0,021	0,027	0,026	0,036	0,035
NiO			0,016	0,019	0,019	0,016	0,016
P ₂ O ₅	1,23	1,23	3,23	2,58	2,74	2,43	2,48
П.п.п.	2,24	5,82	1,17	0,93	3,07	1,67	1,73
Сумма . . .	101,25	101,44	99,74	99,62	100	99,88	99,53

Окисел, петрохимический параметр	Тува						
	р. Кундус	р. Тапса					
		163-10	Б-1	466-15	466-2	466-7	466-1
	42	43	44	45	46	47	48
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$, атм. %	0,47	0,47	0,52	0,51	0,48	0,46	0,48
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	6,78	5,70	8,18	7,94	5,68	6,39	6,10
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0,70	0,90	0,31	0,52	0,45	0,52	0,22
MgO/CaO	0,89	0,74	0,85	0,83	0,88	0,96	0,90

Окисел, петрохимический параметр	Тува						
	р. Тапса						
	466-6	466-8	466-12	466-3	466-14	466-11	466-10
	49	50	51	52	53	54	55
SiO_2	47,50	47,50	47,50	47,80	48,20	48,60	48,80
TiO_2	2,61	2,06	2,72	2,64	2,44	2,69	2,60
Al_2O_3	12,89	12,50	14,33	14,61	12,89	14,52	14,33
Fe_2O_3	6,68	4,78	4,84	5,21	6,50	5,50	4,16
FeO	3,71	5,50	5,90	5,30	3,78	5,40	6,61
MnO	0,15	0,14	0,12	0,12	0,10	0,12	0,13
MgO	5,58	8,40	6,79	6,17	5,95	6,52	7,46
CaO	5,17	7,45	6,72	6,62	5,60	6,72	6,72
Na_2O	1,82	1,64	3,66	4,86	1,46	4,10	3,60
K_2O	2,02	2,00	2,54	1,70	1,66	1,30	1,30
H_2O^-	3,42	1,70	0,46	0,36	3,54	0,26	0,34
Cr_2O_3	0,023	0,101	0,034	0,032	0,028	0,034	0,044
NiO	0,019	0,029	0,018	0,019	0,019	0,016	0,028
P_2O_5	2,08	1,77	2,46	2,46	1,89	2,38	2,25
П.п.п.	5,93	4,14	1,63	1,77	5,66	1,39	1,38
Сумма . . .	99,60	99,81	99,77	99,67	99,72	99,55	99,75
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$, атм. %	0,49	0,40	0,46	0,48	0,48	0,47	0,44
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	3,84	3,64	6,20	6,56	3,12	5,40	4,90
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0,72	0,81	0,45	0,23	0,75	0,21	0,24
MgO/CaO	1,08	1,13	1,01	0,93	1,06	0,97	1,11

Окисел, петрохимический параметр	Тува						
	р. Тапса		р. Улуг-О (устье р. Ат-Чолдуг)				
	466-13	466-9	465-1	465-2	465-3	465-5	465-6
	56	57	58	59	60	61	62
SiO_2	48,80	49,90	48,90	48,50	49,50	49,90	49,80
TiO_2	2,41	2,06	2,22	2,54	2,17	2,23	2,24
Al_2O_3	13,27	14,61	14,46	14,34	14,26	14,66	14,76
Fe_2O_3	6,19	1,95	2,26	4,12	2,05	2,35	2,29
FeO	4,24	7,87	7,42	6,38	7,87	7,42	7,57

Оксид, петрохимический параметр	Тува						
	р. Тапса		р. Улуг-О (устье р. Ат-Чолдуг)				
	466-13	466-9	465-1	465-2	465-3	465-5	465-6
	56	57	58	59	60	61	62
MnO	0,11	0,11	0,11	0,11	0,09	0,09	0,11
MgO	4,83	6,17	6,25	6,63	5,88	6,04	6,10
CaO	7,45	6,83	6,41	6,68	6,52	6,50	6,52
Na ₂ O	1,64	3,84	4,26	4,20	4,26	4,00	3,88
K ₂ O	1,24	2,34	3,35	2,40	2,54	3,25	2,75
H ₂ O ⁻	2,98	0,44	0,38	0,44	0,70	0,28	0,44
Cr ₂ O ₃	0,031	0,028	0,024	0,03	0,025	0,024	0,012
NiO	0,019	0,022	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	2,27	1,80	1,26	1,31	1,24	1,25	1,26
П.п.п.	4,07	1,69	2,48	1,81	2,61	1,70	1,80
Сумма . . .	99,56	99,66	99,77	99,49	99,73	99,69	99,53
Fe ₂ O ₃ + FeO	0,53	0,47	0,46	0,46	0,48	0,47	0,47
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}{\text{атм. \%}}$							
Na ₂ O + K ₂ O	2,88	7,05	7,61	6,60	6,80	7,25	6,63
K ₂ O/Na ₂ O	0,50	0,48	0,52	0,37	0,39	0,54	0,48
MgO/CaO	0,65	0,90	0,98	0,99	0,90	0,93	0,94

Оксид, петрохимический параметр	Тува						
	р. Улуг-О (левый борт)						
	465-10	462-3	462-4	462-5	462-6	462-7	462-9
	63	64	65	66	67	68	69
SiO ₂	50,60	45,35	46,00	46,10	46,20	44,60	45,50
TiO ₂	2,15	2,93	2,76	2,83	3,12	2,77	2,88
Al ₂ O ₃	14,46	13,87	13,57	13,87	13,47	13,77	13,70
Fe ₂ O ₃	2,55	4,11	7,00	5,35	6,82	5,12	5,38
FeO	6,88	7,67	4,79	6,34	5,29	6,23	6,15
MnO	0,11	0,15	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13
MgO	5,94	6,30	6,57	6,25	5,60	6,40	6,70
CaO	6,93	6,21	6,62	6,62	7,10	7,00	6,83
Na ₂ O	4,05	5,10	5,10	5,60	3,80	3,99	4,30
K ₂ O	3,00	2,20	3,30	3,30	1,50	2,60	2,50
H ₂ O ⁻	0,66	0,84	0,40	0,32	1,42	1,26	0,70
Cr ₂ O ₃	0,027	0,018	0,024	0,023	0,012	0,015	0,021
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	1,20	1,72	1,74	1,73	1,68	1,67	1,62
П.п.п.	1,80	3,28	1,54	1,34	3,38	4,32	3,27
Сумма . . .	100,36	99,75	99,55	99,81	99,53	99,88	99,68
Fe ₂ O ₃ + FeO	0,47	0,50	0,49	0,50	0,54	0,49	0,48
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}{\text{атм. \%}}$							
Na ₂ O + K ₂ O	7,05	7,30	8,40	8,90	5,30	6,59	6,80
K ₂ O/Na ₂ O	0,48	0,28	0,43	0,39	0,26	0,43	0,39
MgO/CaO	0,86	1,01	0,99	0,94	0,79	0,91	0,98

Продолжение табл. 1

Оксид, петрохимический параметр	Тува					
	р. Улуг-О (левый борт)					
	462-10	462-11	462-12	462-16	462-17	462-19
	70	71	72	73	74	75
SiO ₂	45,70	46,10	46,60	46,60	46,00	46,40
TiO ₂	2,84	2,75	2,69	2,77	2,74	2,56
Al ₂ O ₃	13,77	13,67	13,67	14,06	13,77	14,06
Fe ₂ O ₃	5,30	4,70	4,92	5,68	5,61	5,32
FeO	6,21	6,66	6,28	6,05	5,75	5,29
MnO	0,12	0,13	0,13	0,14	0,14	0,13
MgO	6,62	6,56	6,30	5,80	6,40	6,25
CaO	6,62	7,00	6,83	6,69	6,80	6,62
Na ₂ O	4,20	4,45	4,25	5,75	4,13	5,20
K ₂ O	2,65	3,00	2,04	3,51	2,18	3,00
H ₂ O ⁻	0,82	0,62	1,00	0,32	0,84	0,82
Cr ₂ O ₃	0,019	0,019	0,019	0,019	0,013	0,015
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	1,61	1,63	1,67	1,77	1,65	1,72
П.п.п.	2,95	2,76	3,19	1,09	3,50	2,12
Сумма . . .	99,44	100,05	99,59	100,25	99,50	99,51
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$, атм. %	0,48	0,48	0,49	0,52	0,48	0,48
Na ₂ O + K ₂ O	6,85	7,45	6,29	9,26	6,31	8,20
K ₂ O/Na ₂ O	0,25	0,45	0,30	0,39	0,35	0,38
MgO/CaO	1,00	0,94	0,92	0,87	0,94	0,94

Продолжение табл. 1

Оксид, петрохимический параметр	Тува						
	район оз. Арга-Холь						
	393	393-1	393-2	393-3	393-4	393-5	393-6
	76	77	78	79	80	81	82
SiO ₂	47,62	47,90	49,00	48,54	48,40	46,78	47,88
TiO ₂	2,28	2,37	2,32	2,37	2,23	2,50	2,40
Al ₂ O ₃	15,50	15,70	15,58	15,58	15,63	15,77	16,04
Fe ₂ O ₃	3,46	0,83	1,86	5,77	2,03	4,77	1,94
FeO	6,85	10,46	10,34	5,40	10,27	6,11	8,66
MnO	0,15	0,17	0,18	0,17	0,16	0,22	0,16
MgO	7,58	7,57	6,78	7,28	7,68	7,30	6,88
CaO	8,60	8,29	8,05	8,05	7,63	7,63	8,54
Na ₂ O	3,75	3,86	3,84	3,92	3,60	3,84	3,56
K ₂ O	1,80	1,75	1,52	2,00	1,70	2,42	2,42
H ₂ O ⁻	0,22	0,16	0,11	0,10	0,24	0,32	0,27
He	обн.	0,028	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Cr ₂ O ₃	»	0,022	»	»	»	»	»
NiO	»	0,022	»	»	»	»	»
P ₂ O ₅	0,58	0,56	0,48	0,62	0,56	0,77	0,67
П.п.п.	1,62	0,62	0,14	0,61	0,24	2,02	1,22
Сумма . . .	100,03	100,29	100,22	100,43	100,38	100,45	100,66
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$, атм. %	0,43	0,45	0,50	0,45	0,47	0,44	0,46
Na ₂ O + K ₂ O	5,55	5,61	5,36	5,92	5,30	6,26	5,98
K ₂ O/Na ₂ O	0,32	0,29	0,26	0,33	0,31	0,41	0,43
MgO/CaO	0,88	0,91	0,84	0,90	1,01	0,95	0,81

Оксид, петрохимический параметр	Тува				
	оз. Арга-Холь			р. Хадын	р. Ойна
	393-7	393-8	393-9	3120	671-3
	83	84	85	86	87
SiO ₂	47,80	48,44	46,50	42,26	43,68
TiO ₂	2,50	2,40	2,58	2,70	2,12
Al ₂ O ₃	16,75	15,21	16,04	15,28	15,69
Fe ₂ O ₃	3,13	2,30	3,09	4,30	3,59
FeO	7,44	10,20	8,43	6,72	6,93
MnO	0,16	0,16	0,17	0,17	0,14
MgO	6,93	7,28	7,38	6,75	7,33
CaO	7,81	8,05	7,77	9,01	7,40
Na ₂ O	4,14	3,75	4,10	4,07	4,25
K ₂ O	2,29	1,70	2,57	3,20	3,00
H ₂ O ⁻	0,16	0,08	0,13	0,53	Не обн.
Cr ₂ O ₃	0,025	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»
NiO	0,016	»	»	»	»
P ₂ O ₅	0,74	0,58	0,79	0,96	0,92
П.п.п.	0,75	0,13	0,93	4,70	4,39
Сумма . . .	100,64	100,28	100,50	100,75	99,44
Fe ₂ O ₃ + FeO					
$\frac{Fe_2O_3 + FeO + MgO}{атм. \%}$	0,45	0,48	0,46	0,47	0,44
Na ₂ O + K ₂ O	6,43	5,45	6,67	7,30	7,25
K ₂ O/Na ₂ O	0,36	0,30	0,42	0,51	0,47
MgO/CaO	0,89	0,90	0,95	0,75	0,99

Примечание. Хакасия (севернее оз. Беле): 82-78 — оливиновый базальт; 11-78, 16-78 — щелочные оливиновые базальты; 46-78 — базанит. Тува (р. Уюк): 89-78, 90-78, 97-78 — муджнериты; 91-78, 93-78, 94-78, 95-78, 99-78, 101-78, 102-78, 98-78, 100-78, 88-78 — гавайиты; 92-78, 103-78, 96-78 — оливиновые базальты. Тува (р. Каа-Хем): 5(61), 1(60) — щелочные оливиновые базальты. Тув (Хамсара-Бий-Хемское междуречье, влк. Дерби-Тайга): 357, 357-1, 357-2, 356-1, 353-3 — щелочные оливиновые базальты; 354-2, 354-3, 354-6, 355-4, 355-5, 356-3 — базаниты; 354-4, 353, 355-1, 356-4 — гавайиты; 352-3, 352-4, 352-5 — вулканические бомбы, приближающиеся по составу к базанитам. Тува (р. Кундус): 163-3, 163-10 — гавайиты. Тува (р. Татса): 466-3, 466-4, 466-7, 466-8, 466-9, 466-10, 466-11, 466-12 — оливиновый толеит; 466-6, 466-13, 466-14 — толеитовый базальт; 466-1, B-1 — оливиновый базальт; 466-2, 466-15 — нефелиновый муджнерит. Тува (р. Улуг-О, устье р. Ат-Чолдуг): 465-1, 465-2, 465-3, 465-5, 465-6, 465-10 — муджнериты. Тува (р. Улуг-О, левый борт): 462-3, 462-4, 462-5, 462-6, 462-11, 462-12, 462-16, 462-17, 462-19 — нефелиновые муджнериты; 462-7, 462-9, 462-10 — нефелиновые гавайиты. Тува (район оз. Арга-Холь): 393-2, 393-3, 393-4, 393-8 — гавайиты; 393, 393-1, 393-5, 393-6, 393-7, 393-9 — базаниты. Номенклатура щелочных базальтовых пород дана на основе элементов химизма, нормативной и модельной минералогии, а также индексов дифференциации.

наиболее кремненасыщенные (50-53 мас. % SiO₂) и обладают средними по значению суммами щелочей [5-8 мас. % (Na₂O + K₂O)].

На классификационной диаграмме SiO₂ — (Na₂O + K₂O) большинство базальтоидов попадает в поле среднещелочных лав, в то время как многие базальтоиды р. Улуг-О и часть пород вулкана Дерби-Тайга на Хамсара-Бийхемском плато являются сильно щелочными (см. рис. 2).

Щелочные базальтоиды в основном К — Na типа, однако в некоторых вулканических ареалах встречаются крайние члены К — Na ряда. На дискриминационной диаграмме Мидлемоста [Middlemost, 1975] уюкские базальты Северо-Западной Тувы занимают почти исключительно поле калиевой серии, а щелочные базальтоиды вулкана Дерби-Тайга, напротив, обнаруживают главным образом натриевый характер. Как правило же, представители того и другого типа встречаются в одном вулканическом ареале, а соответствующие щелочные петрохимические тенденции зависят от особенностей эволюции щелочно-базальтоидной магмы в промежуточных камерах вулканического поля и незначительной местной латеральной неоднородности субстрата в конкретных магматических источниках.

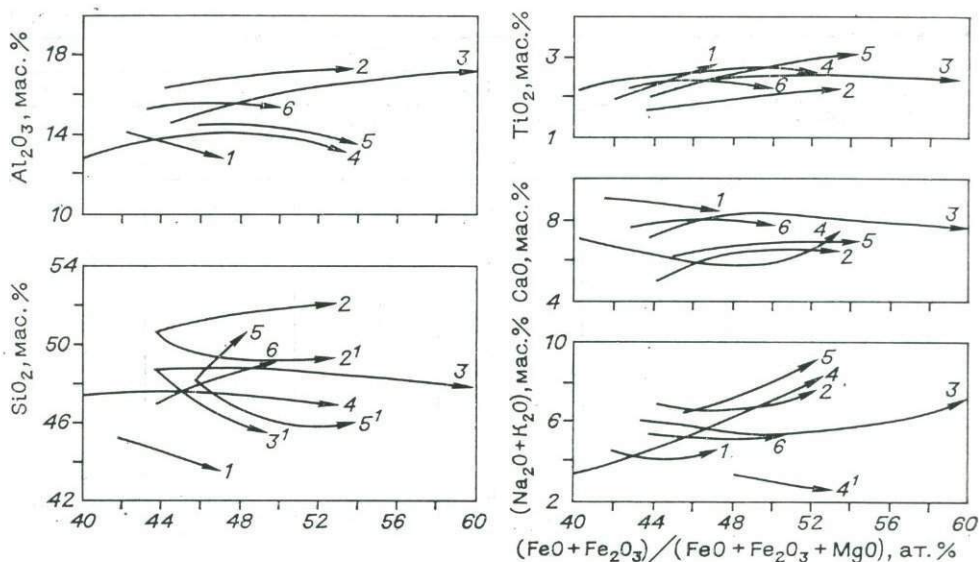


Рис. 3. Вариации содержаний главных породообразующих окислов в зависимости от изменения железистости в процессе дифференциации базальтоидов разных вулканических полей Тувы.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Особенности дифференциации кайнозойских щелочно-базальтоидных магм Тувы выявляются при рассмотрении распределения петрогенных элементов в зависимости от таких индикаторов магматической эволюции, как железистость (рис. 3). Установлено, что вулканогенные породы начальных стадий континентального рифтогенеза в Туве представлены исключительно щелочно-базальтоидными сериями, а появление единичных кислых дифференциатов дацитового состава известно лишь на вулкане Дерби-Тайга. Как правило, наблюдается традиционный тип дифференциации с одновременным накоплением щелочей и кремнезема по мере увеличения железистости остаточных расплавов, которому отвечает ряд базанит — гавайит — муджиерит. Вместе с тем в этих же вулканических ареалах локально наблюдается и такая эволюция исходной щелочно-базальтоидной магмы, когда увеличение железистости сопровождается лишь незначительным накоплением SiO_2 , а содержание щелочей, в частности K_2O , существенно уменьшается. В результате происходит переход от нефелиннормативных недонасыщенных SiO_2 расплавов (базаниты, щелочные оливиновые базальты и т. д.) к гиперстеннормативным железистым также базальтовым составам нещелочного толеитового типа (толеитовые базальты, оливиновые толеиты). Подобное эволюционное развитие вулканической серии, где осуществляется переход от пород нефелиннормативных к кварцнормативным возможен при выплавлении и дифференциации магмы на значительных глубинах в очагах мантии, когда снимается барьер, связанный с образованием конгруэнтно-плавящегося соединения — альбита [Соболев, Кежежинскас, 1971; Кежежинскас, 1979]. Таковы некоторые базальтовые серии вулканических полей рек Тапсы, Улуг-О, оз. Арга-Холь и вулкана Дерби-Тайга на Хамсара-Бийхемском водоразделе (см. рис. 1, 3).

Выявленные пространственные вариации химизма и особенности магматической эволюции кайнозойских щелочно-базальтоидных серий Тувы показывают, что начальные стадии континентального рифтогенеза характеризуются распространением многочисленных самостоятельно эволюционирующих магматических камер разной глубины заложения, развитие которых в одних случаях определялось главным образом PT условиями процесса дифференциации (глубинный тип), в других — контролировалось функционированием пироксенов, либо плагиоклазов и оливина

Содержания редких элементов (г/т) в кайнозойских базальтоидах Хакасии и Тувы

Элемент	Хакасия (n=4)				Тува (n=66)						
	82-78	11-78	16-78	46-78	96-78	88-78	98-78	97-78	100-78	101-78	91-78
Li	11	21	31	16	8,7	3,2	5	8,6	8	10	3,3
Rb	21	31	28	20	54	He обн.	34	28	38	27	34
Sr	410	680	780	440	920	200	700	840	800	420	500
Ba	230	450	560	520	680	90	900	180	600	380	700
Zr	200	280	280	200	200	130	100	300	250	200	300
Be	3	3	4	1	3	2	4	3	4	4	4
Ga	38	40	38	41	41	32	26	45	43	47	42
Sc	12	12	15	13	9	20	8	11	10	10	10
Pb	8	10	9	9	6	8	7	8	11	7	6
Cu	40	39	45	120	40	60	41	44	60	28	40
Zn	110	200	200	100	90	120	130	110	100	130	90
Cr	287	349	328	253	171	171	130	171	130	130	130
Ni	100	340	340	350	140	60	130	120	150	90	110
Co	23	60	70	140	55	27	28	32	54	23	41
V	100	140	140	130	130	140	120	110	120	100	120
Sn	3	4	4	3	3	3	3	3	3	3	3
Mo	6	5	4	10	7	1	6	7	10	7	6

Продолжение табл. 2

Элемент	Тува														
	102-78	99-78	94-78	93-78	93-78	89-78	90-78	954-6	955-4	354-3	354-2	356-3	353-3	355-5	356-1
Li	9	7,4	5,3	5,8	11	9,1	10	7,5	7,3	6,8	7,5	7,5	7,8	8	7,3
Rb	37	34	36	34	36	39	37	29	25	23	25	23	23	20	27
Sr	400	780	800	520	420	700	560	680	720	720	700	720	500	540	470
Ba	380	720	650	800	500	650	620	500	600	430	450	500	260	370	440
Zr	200	200	170	280	160	230	140	210	250	250	260	180	210	260	100
Be	4	4	4	3	4	4	4	3	3	3	3	3	3	2	4
Ga	32	41	40	39	33	43	42	43	40	41	52	41	47	43	53
Sc	8	13	10	10	9	9	8	10	14	12	12	14	12	13	9
Pb	7	8	8	8	7	10	8	9	9	8	8	7	6	9	7
Cu	40	42	40	55	45	24	35	47	43	48	50	40	54	60	53
Zn	120	110	110	110	120	140	140	160	160	170	170	140	150	140	120
Cr	130	130	171	130	171	130	130	171	233	233	171	260	171	232	68
Ni	90	130	100	150	130	120	100	130	120	130	170	100	180	140	60
Co	26	50	23	36	32	31	23	70	70	70	76	60	78	80	44
V	100	120	100	120	100	110	110	180	160	180	150	170	140	170	190
Sn	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	3	3	3	3	3
Mo	5	7	6	9	4	8	8	5	6	6	4	5	7	8	6

Продолжение табл. 2

Элемент	Тува														
	352-3	352-5	352-4	354-4	353	357-2	356-4	357-1	357	355-1	466-15	466-2	466-7	566-1	466-4
Li	8,7	8,8	7,5	8,4	8,4	7,5	8,4	5,9	8,4	8,5	10	7,4	11	7,2	8,8
Rb	30	37	25	16	25	18	21	16	14	20	34	60	33	23	33
Sr	780	400	800	440	580	500	450	450	550	430	740	600	1000	600	430
Ba	520	400	680	200	480	250	210	180	170	180	580	620	530	840	440
Zn	220	230	200	180	270	170	160	170	120	120	300	350	320	250	200

Эле- мент	Тува														
	352-3	352-5	352-4	354-4	353	357-3	356-4	357-1	357	355-1	466-15	466-2	466-7	466-1	466-4
Be	3	4	3	2	3	2	3	3	2	3	4	4	5	4	5
Ga	45	48	50	37	45	41	44	37	44	51	50	45	45	43	48
Sc	8	6	10	12	9	11	12	10	10	10	6	11	12	9	7
Pb	9	7	9	8	6	6	7	7	6	7	7	8	9	7	7
Cu	55	55	51	64	52	45	50	53	50	40	80	80	72	80	90
Zn	150	120	160	170	90	160	150	140	160	130	130	100	100	130	130
Cr	—	—	—	198	—	171	198	137	171	171	144	185	178	246	239
Ni	46	30	38	190	42	180	160	160	190	110	180	230	200	250	200
Co	54	40	48	80	60	90	62	68	52	33	44	120	80	50	43
V	180	170	150	150	150	140	150	170	140	120	130	140	130	130	130
Sn	3	3	5	3	3	3	3	3	3	3	4	4	3	3	4
Mo	9	6	8	6	6	4	4	4	3	3	11	11	13	10	11

Продолжение табл. 2

Эле- мент	Тува														
	466-6	466-8	466-12	466-3	466-14	466-11	466-10	466-13	466-9	465-1	465-2	465-3	465-5	465-10	462-3
Li	6	16	9	8	5,7	8,8	11	11	8,8	10	8	8,8	9,4	11	8,8
Rb	19	21	39	24	27	54	33	15	32	34	38	37	32	35	42
Sr	580	650	780	780	540	960	620	580	680	560	780	800	720	580	900
Ba	530	510	700	560	400	640	830	720	700	470	560	500	510	600	470
Zr	320	220	400	350	300	270	240	220	350	320	320	300	400	200	480
Be	4	3	4	3	3	4	4	4	3	4	3	4	3	4	5
Ga	45	34	40	51	35	41	44	36	32	46	33	38	39	46	47
Sc	10	17	10	9	9	7	10	10	9	11	12	10	10	9	7
Pb	7	8	8	9	8	8	7	8	11	8	7	8	8	8	7
Cu	110	74	74	80	100	70	66	68	90	90	78	100	120	82	85
Zn	100	90	100	100	100	90	140	150	100	90	90	100	100	120	110
Cr	157	691	232	219	191	233	301	212	191	164	205	171	164	185	123
Ni	270	280	190	230	260	220	250	180	250	250	210	270	320	220	180
Co	100	110	82	100	100	82	50	39	90	100	82	100	120	40	100
V	110	130	140	140	130	130	130	130	140	120	120	120	130	120	130
Sn	3	3	3	4	3	3	3	4	4	3	3	3	5	4	3
Mo	15	9	10	12	10	9	9	5	12	15	11	13	19	8	20

Продолжение табл. 2

Эле- мент	Тува													
	462-4	462-5	462-6	462-7	462-9	462-10	462-11	462-12	462-16	462-17	462-19	393	393-1	393-7
Li	11	10	18	10	9,4	10	7,1	7,9	10	7,9	7,8	9,4	8,8	8,1
Rb	46	41	25	64	29	30	25	42	32	40	36	18	32	28
Sr	780	660	1000	900	900	800	780	800	960	560	760	700	500	600
Ba	720	850	950	780	550	700	500	800	800	530	450	240	270	420
Zr	450	170	350	170	500	200	450	170	170	180	390	160	200	200
Be	4	5	3	5	4	5	4	5	5	5	4	3	3	3
Ga	47	44	41	46	34	44	48	43	47	47	44	49	38	50
Sc	10	8	12	5	13	7	6	7	6	8	9	10	12	7
Pb	12	7	7	7	6	7	8	8	7	7	7	6	7	7
Cu	100	45	78	50	90	70	76	63	70	66	42	42	42	52

Элемент	Тува													
	462-4	462-5	462-6	462-7	462-9	462-10	462-11	462-12	462-16	462-17	462-19	393	393-1	393-7
Zn	100	120	110	140	100	130	110	130	120	120	120	100	120	120
Cr	164	157	82	103	144	130	129	129	129	89	103	—	191	171
Ni	250	120	160	110	180	140	170	170	180	150	180	140	140	130
Co	100	23	88	33	90	33	80	37	36	40	74	47	50	45
V	120	100	130	110	120	120	140	130	110	110	130	140	140	150
Sn	3	3	4	4	3	4	4	4	4	3	3	3	3	3
Mo	20	6	14	4	10	6	9	8	11	8	13	3	2	6

Примечание. Определение микрокомпонентов выполнено в ИМГРЭ: Li, Rb — методом пламенной фотометрии, остальные элементы — количественным спектральным анализом. Чувствительность, г/т: Li = 0,5; Rb = 5; Pb = 4; V, Co, Sn = 3; Mo, Be, Ga = 1; Cu, Ni = 5; Sc = 2; Sr, Zn, Ba = 30; Zr = 20.

(р. Уюк), и в меньшей степени латеральной неоднородностью литосферы на уровнях магнообразования.

Особенности происхождения и эволюции кайнозойских щелочно-базальтоидных раннерифтогенных серий в Туве, установленные анализом поведения петрогенных элементов, подтверждаются и раскрываются более полно при рассмотрении распределения редких элементов в слагаемых их породах (табл. 2). При этом особое значение имеет отношение никеля к кобальту как один из геохимических критериев первично мантийного генезиса магм и расплавов, являющихся их дифференциатами [Жогарко, 1973]. Для непосредственно мантийных выплывов это отношение варьирует от 2,5 до 5. На диаграмме Ni — Co в этот интервал укладывается подавляющее большинство недифференцированных базальтов и дифференцированных базальтовых серий из различных вулканических ареалов Тувы (рис. 4). Исключение представляет значительная часть пород вулкана Дерби-Тайга, а также единичные образцы вулканических полей рек Тапсы и Улуг-О, для которых $Ni/Co < 2$. Таким образом, эти вулканические поля характеризуются присутствием и пород мантийного генезиса, и базальтов, являющихся, по-видимому, продуктом малоглубинной дифференциации мантийных магм в промежуточных очагах. Эти данные по распределению микрокомпонентов согласуются с результатами петрохимического анализа.

В целом же раннерифтовые щелочно-базальтоидные серии Тувы по данному параметру идентифицируются в качестве пород мантийного происхождения. Поведение Ni и Co в них аналогично, как по абсолютным концентрациям, так и по величине отношения Ni/Co к щелочным базальтоидам

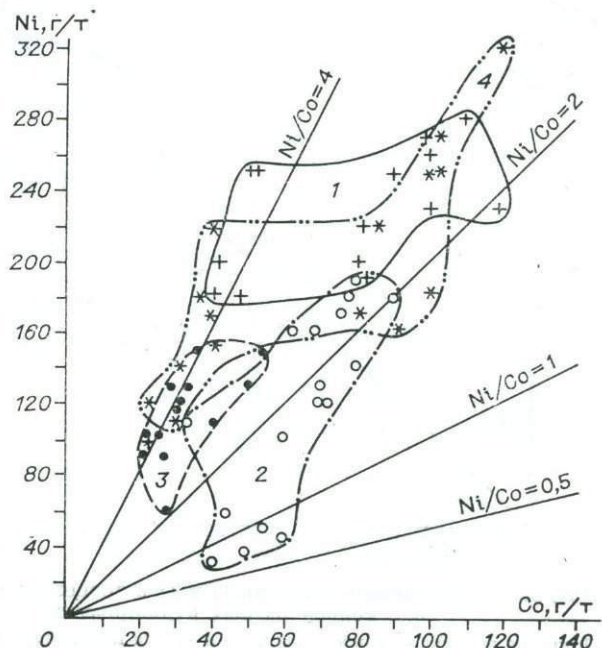


Рис. 4. Распределение Ni и Co в щелочно-базальтоидных сериях разных вулканических ареалов Тувы.

Здесь и далее: 1 — Тапса, 2 — Дерби-Тайга, 3 — Уюк, 4 — Улуг-О. Δ — Хакасия.

Монголии, глубинное происхождение которых аргументировано еще и наличием мантийных ксенолитов и мегакрист высокого давления [Кеппежинскас, 1979]. Несмотря на устойчивость Ni/Co отношения практически во всех базальтоидах Тувы, что косвенно свидетельствует о геохимическом сходстве магматического источника, четко проявлены пространственные вариации абсолютных концентраций этих элементов как результата различной степени плавления и различий в последующей эволюции магматических расплавов в разных вулканических ареалах. Наиболее обогащены лавы базальтовых полей рек Тапсы и Улуг-О, в которых содержание Ni изменяется соответственно в пределах 180—280 и 110—320 г/т, в то время как базальтоиды р. Уюк и вулкана Дербитайга деплетированы этим элементом (60—150 и 30—190 г/т).

В этом отношении базальтоиды Тувы сопоставимы со щелочными базальтами Дариганги в Монголии (Ni 154—235 г/т), также характеризующими начальные стадии рифтогенеза, и отличны от деплетированных никелем щелочных базальтоидов более зрелых рифтов Прибайкалья (в среднем Ni = 132 г/т [Гладких и др., 1980]) и Африки [Герасимовский, Поляков, 1974].

Большое значение для получения информации о магматических процессах раннего рифтогенеза континентальных плит и гетерогенности мантии имеют геохимические данные по литофильным элементам с большими ионными радиусами («гигромагмофильные» элементы), накапливающиеся в жидкой фазе магмы [Буго и др., 1984]. Распределение циркония и титана (рис. 5) показывает, что базальтоиды всех вулканических ареалов Тувы значительно дифференцированы в отношении циркония, интенсивно накапливающегося в остаточных жидкостях при ведущей роли трендов фракционирования оливина, клинопироксена и основного плагиоклаза, т. е. характерной фенокристовой ассоциации Тувинских базальтоидов. При этом в пределах каждой серии фиксируются составы, близкие к исходным, попадающие на линию корреляции TiO₂ и циркония для недеплетированной мантии [Pearce, Norry, 1979]. Здесь так же, как и при распределении никеля и кобальта, устанавливаются существенные пространственные вариации титана и циркония. Наиболее обогащены титаном и обеднены цирконием базальтоиды Улуг-О (среднее значение $\bar{x} = 307$ г/т Zr) и отчасти Тапсы ($\bar{x} = 292$ г/т Zr). Лавы Уюкского поля оказываются

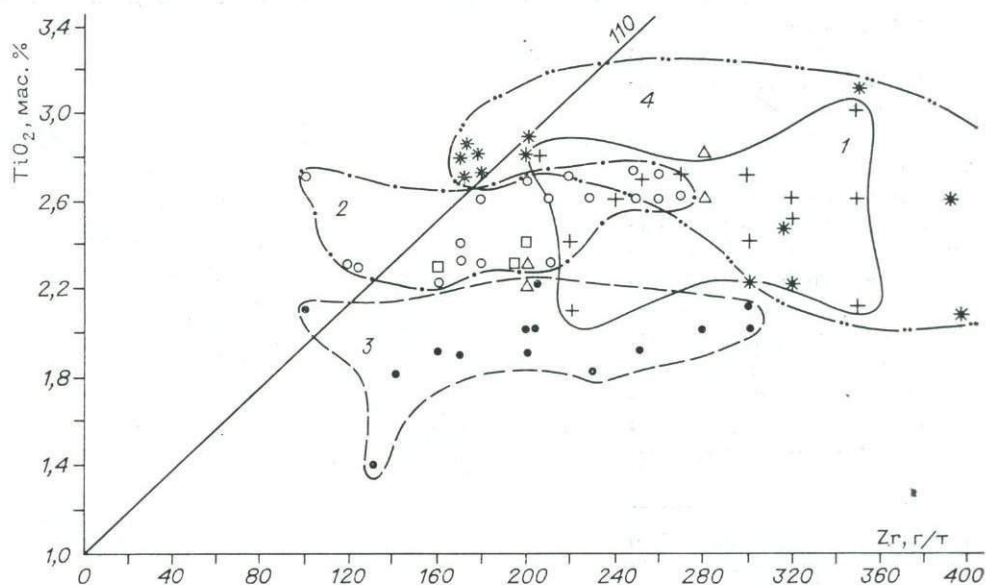


Рис. 5. Сопряженные изменения Ti и Zr в процессе дифференциации щелочных базальтоидов разных вулканических ареалов Тувы.

Линия на графике — корреляция TiO₂ и Zr для недеплетированной мантии [Pearce, Norry, 1979].

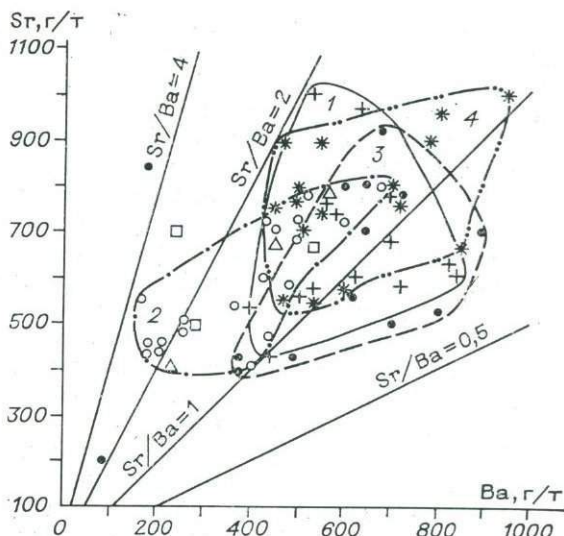
Рис. 6. Распределение Sr и Ba раннерифтогенных базальтоидных сериях Тувы. Sr, г/т

существенно деплетированными как титаном, так и цирконием ($\bar{x} = 204$ г/т Zr). Очевидно, что степень частичного плавления геохимически однородного мантийного субстрата для базальтоидных серий разных вулканических полей существенно различалась и нарастала в следующем порядке: Улуг-О — Дербит-Тайга — Уюк.

Однотипность процессов дифференциации для базальтоидных серий разных частей рассматриваемого региона подчеркивается поведением стронция и бария (рис. 6), тренды дифференциации которых практически идентичны для всех серий со значениями Sr/Ba отношения в интервале 1—2. Абсолютные концентрации этих элементов в тувинских раннерифтогенных базальтовых сериях (Sr = 200—1000, Ba = 100—950 г/т) сопоставимы с аналогичными образованиями Прибайкалья (Киселев и др., 1979) и Восточной Африки [Белюсов и др., 1974], причем обогащенными опять оказываются щелочные базальтоиды Тапсы и Улуг-О.

По содержанию рубидия тувинские базальтоиды также приближаются к аналогичным образованиям Прибайкалья и Монголии, резко отличаясь от щелочно-базальтоидных серий континентов других вулканических провинций. В калиевых базальтоидах африканских рифтов содержание рубидия колеблется от 130 г/т до 337 г/т, а в натриевых базальтоидах от 42 до 116 г/т [Герасимовский, Поляков, 1974]. Концентрации рубидия в калиево-натриевых базальтоидах Тувы и Хакасии значительно ниже и составляют соответственно 14—64 г/т ($\bar{x} = 31$ г/т) и 20—31 г/т ($\bar{x} = 25$ г/т). Эти значения близки к содержаниям рубидия в серии натриевых (20, до 30 г/т) и калиевых (28 г/т, до 46 г/т) базальтоидов Монголии, а также в щелочных оливиновых базальтах Прибайкалья (10, до 60 г/т) [Гладких и др., 1975; Кебежинскас, 1979]. Величина калий-рубидиевого отношения в изученных базальтоидах Тувы составляет 665 — несколько выше, чем в аналогичных образованиях Хакасии ($\bar{x} = 480$), и близка однотипным породам Прибайкалья (708) [Гладких и др., 1980], но резко отличается от калий-рубидиевого отношения в вулканитах, изученных В. С. Гладких в долинах рек Кижиг-Хем и Кадыр-Оос Северо-Восточной Тувы, где оно аномально высоко для этого типа пород в целом.

На диаграмме K/Rb — К кайнозойские вулканогенные образования Тувы располагаются в основном в перекрывающихся полях щелочных базальтоидов Прибайкалья и Монголии, а также частично в поле океанических щелочных базальтов [Кебежинскас, 1979]. Это особенно характерно для пород Хамсара-Бийхемского междуречья и Хакасии. В то же время они четко отделены от африканских рифтовых ассоциаций калиевого и натриевого типов — расположены в области более высоких значений K/Rb отношения — независимо от содержания калия. Вероятно, более низкие концентрации рубидия в щелочно-базальтоидных ассоциациях Азиатского материка, включая ассоциации Прибайкалья и Северной Монголии, являются провинциальной спецификой развитых здесь пород в отличие от аналогичных щелочно-базальтоидных ассоциаций Африканского материка, где породы обогащены этими элементами.



По содержанию элементов — свинца, олова, молибдена, а также лития, бериллия, скандия, галлия — базальтоиды различных областей Тувы сопоставимы между собой и не отличаются от аналогичных образований Хакасии и Прибайкалья.

Сравнительный анализ геохимических данных обнаруживает некоторое отличие базальтов, развитых в долинах рек Тапса и Улуг-О, от остальных на этой территории. Они обогащены никелем, кобальтом, медью, цирконием, стронцием, барием, что, вероятно, в какой-то степени связано с локально проявленными процессами кристаллизационной дифференциации. В то же время кайнозойские щелочные базальтоиды Тувы в целом сопоставимы с аналогичными образованиями смежных областей Прибайкалья и Монголии, лишь отличаются от прибайкальских повышенными концентрациями никеля, циркония, отчасти рублидия, и пониженными — ванадия и кобальта, что, возможно, указывает на их слабо дифференцированный характер.

Таким образом, проявления неоген-четвертичного вулканизма в Туве маркируют начальные стадии внутриконтинентального рифтогенеза, проявленного в более зрелой фазе и структурно-морфологически оформленного на смежной территории рифтовыми впадинами Байкальской зоны и Хубсугульским грабеном Северной Монголии. Они образованы недифференцированными сериями щелочных базальтоидов калиево-натриевого типа, представляющих собой в основном многочисленные незначительные по объему и площади разобщенные «точечные» вулканические поля, лишь иногда образующие протяженные многоярусные плато типа Хамсара-Бийхемского водораздела. Формирование этих вулканических пород связано со щелочно-базальтоидными магмами первично мантийного генезиса. Геохимические признаки свидетельствуют в пользу единого однородного по составу магматического источника, а латеральные вариации химизма связаны с различной степенью плавления исходного субстрата и различными в процессах фракционирования примитивных магм в малоглубинных промежуточных очагах начальной стадии континентального рифтогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Белюсов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. — М.: Наука, 1974. — Т. 3. — 288 с.
- Буго А., Жорин Ж. Л., Тройль М. Гетерогенность мантии//Геология мирового океана. 27 МГК. — М.: Наука, 1984. — С. 20—28.
- Герасимовский В. И., Поляков А. И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки//Восточно-Африканская рифтовая система. — М.: Наука, 1974. — Т. 3. — С. 114—135.
- Гладких В. С., Кременецкий А. А., Панков Е. Н., Зырянов А. П. Распределение рублидия и цезия в вулканических породах щелочно-базальтовых вулканических ассоциаций Прибайкалья//Изв. АН СССР, сер. геол. — 1975. — № 3. — С. 521—533.
- Гладких В. С., Конова Н. И., Соловьев В. А., Алтухов Е. Н. Петрохимические и геохимические особенности недифференцированных щелочных оливиновых базальтов Северо-Восточной Тувы//Геохимия. — 1980. — № 8. — С. 1198—1206.
- Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. — М.: Наука, 1965. — 166 с.
- Зайцев Н. С., Сажина В. В. Кайнозойские базальты в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома (Тува)//Докл. АН СССР. — 1958. — Т. 118. — № 1. — С. 222—226.
- Кепежинская В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. — М.: Наука, 1979. — 310 с.
- Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнезиообразования. — Новосибирск: Наука, 1979. — 197 с.
- Когарко Л. Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм//Геохимия. — 1973. — № 10. — С. 53—71.
- Костюк В. П. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Алданского пояса//Геология и геофизика. — 1983. — № 5. — С. 33—42.
- Курганчиков П. П., Марков В. Н. Новые данные о позднечетвертичном вулканизме Восточного Саяна//Геология и геофизика. — 1983. — № 4. — С. 124—127.

- Милановский Е. Е. Основные проблемы изучения рифтогенеза//Континентальный и океанский рифтогенез.— М.: Наука, 1985.— С. 5—24.
- Поляков А. И., Турков В. А., Муравьева Н. С. и др. Физико-химические условия процессов выплавления и эволюции базальтовых магм Байкальской рифтовой зоны//Геохимия.— 1985.— № 1.— С. 33—42.
- Рассказов С. В. Базальтоиды Удокана.— Новосибирск: Наука, 1985.— 141 с.
- Рогожина В. А. О строении верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими к ней территориями//Проблемы рифтогенеза (Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли).— Иркутск, 1975.— С. 64—66.
- Соболев В. С., Кебезинская В. В. Типы дифференциации серий вулканических пород//Геология и геофизика.— 1971.— № 12.— С. 9—18.
- Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны.— Новосибирск: Наука, 1973.— 136 с.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks//Canad. J. Earth Sci.— 1971.— V. 8, N 1.— P. 523—548.
- Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas//J. Petrol.— 1964.— V. 5, N 1.— P. 82—112.
- Middlemost E. A. K. The basalt clan//Earth Sci. Rev.— 1975.— V. 11, N 4.— P. 337—364.
- Saggerson E. P., Williams L. A. J. Ngurumanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the Northern Tanganyika alkaline district//J. Petrol.— 1964.— V. 5, N 1.— P. 327—344.
- Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks//Contrib. Miner. and Petrol.— 1979.— V. 69, N 1.— P. 33—48.
- Petrology and Geochemistry of Continental Rifts//E. R. Neumann, J. B. Ramberg (eds.).— 1978.— 521 p.

А. С. МЕХОНОШИН

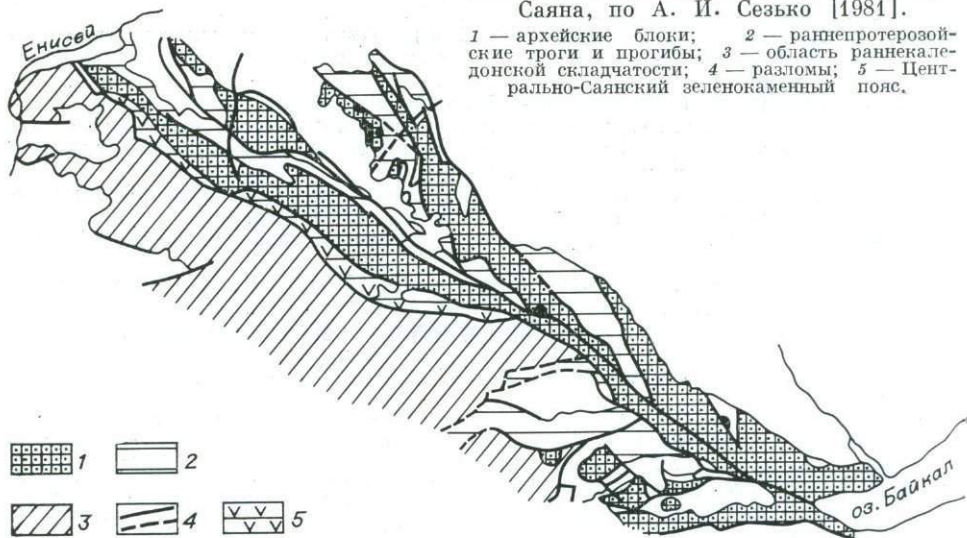
ГЕОХИМИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

В настоящее время накоплен огромный фактический материал по геохимии вулканитов, что позволило определить геохимические характеристики, четко разграничивающие породы различных геодинамических режимов [Пополитов, Кузьмин, 1982]. Данные позволили по-новому взглянуть на условия формирования эффузивов в хорошо изученных регионах, одним из которых является западная часть Восточного Саяна. Здесь толща вулканогенных пород, отнесенная В. М. Чаиркиным к кувайской серии, протягивается 5—10-километровой полосой вдоль Главного Восточно-Саянского разлома, по Л. М. Парфенову [1967], от среднего течения р. Дербина до верховьев р. Уда (рис. 1). Она приурочена к зоне сопряжения двух крупных тектонических структур Восточно-Саянского (Дербинского) антиклинория с каледонидами Сисимо-Казырской складчатой системы. Основной объем толщи сложен метабазальтоидами, переслаивающимися известняками, микрокварцитами, хлорит-серицитовыми и карбонатно-хлоритовыми сланцами [Предтеченский, 1967]. Кроме того в ее состав входят кислые эффузивы (риолиты и кварцевые порфиры), а также ультраосновные породы, ранее всеми исследователями принимавшиеся за интрузивные, вулканогенная природа которых обосновывается в настоящей статье. Кислые и ультраосновные эффузивы занимают значительно меньший объем по сравнению с основными. В эффузивах часто наблюдается шаровая отдельность, свидетельствующая об их подводном излиянии. Все эффузивно-осадочные образования смяты в субпараллельные складки северо-западного простирания, часто сильно дислоцированы и рассланцованы. Метаморфизм толщи меняется от зеленосланцевой фации до амфиболитовой [Глазунов, 1965].

Основные эффузивы зеленокаменной фации имеют афиртовую, мидалекаменную или порфировую структуру. Амфиболиты являются мелкозернистыми породами гранонематобластовой с реликтами офитовой структуры и состоят из зеленой роговой обманки и альбит-цоизитового агрегата с небольшим количеством ильменита, сфена, апатита.

Рис. 1. Тектоническая схема Восточного Саяна, по А. И. Сезько [1981].

1 — архейские блоки; 2 — раннепротерозойские трюги и прогибы; 3 — область раннекаледонской складчатости; 4 — разломы; 5 — Центрально-Саянский зеленокаменный пояс.



Кварцевые порфиры, переслаивающиеся с метабазальтами, обнаружены в бассейне правых притоков р. Шинда. Породы представлены тонкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом с порфирированными выделениями кварца.

Ультраосновные породы образуют линзовидные тела протяженностью до 1—2 км. Сильно серпентинизированы. Первичные минералы — оливин и авгит — в них присутствуют лишь в виде реликтов. Рудные минералы сохранились лучше. Это хромшпинелид, ильменит, титаномагнетит, пирротин-пентландит-халькопиритовые агрегаты. Структура пород бластопорфировая (порфировая реликтовая). В виде порфировых вкрапленников наблюдаются псевдоморфозы серпентина по оливину (размером до 8 мм) (рис. 2). Промежуточное пространство заполнено пойкилитовыми выделе-

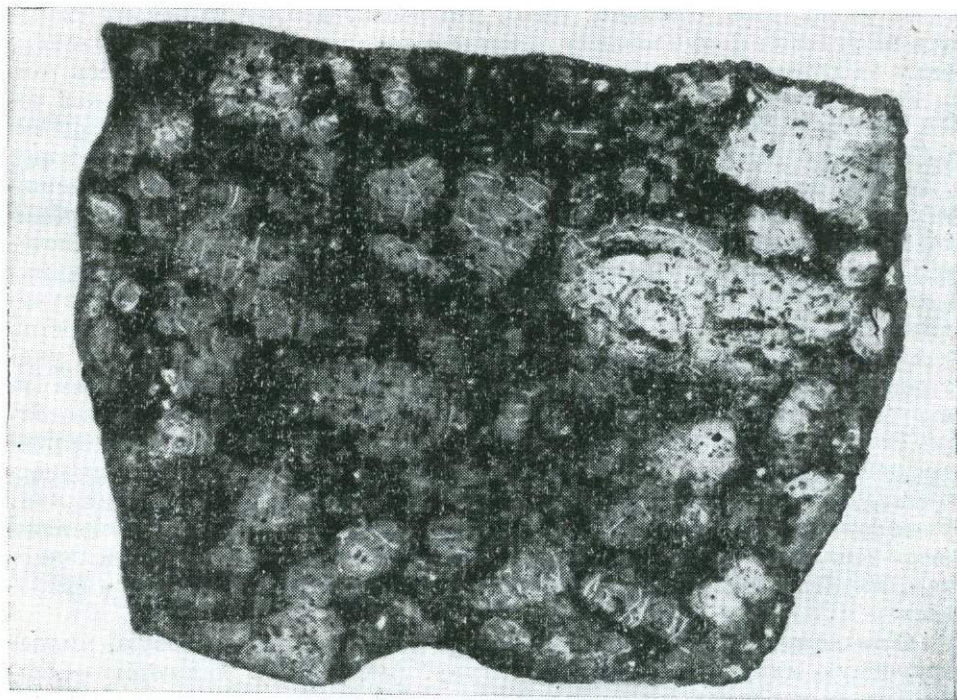


Рис. 2. Реликтовая порфировая структура ультраосновной породы. Светлое — псевдоморфозы серпентина по оливину. Ув. 4.

Рис. 3. Зависимость между концентрациями кремнезема, двуокиси титана, никеля, хрома от величины коэффициента фракционирования.

1 — ультраосновные породы; 2 — метабазальтоиды.

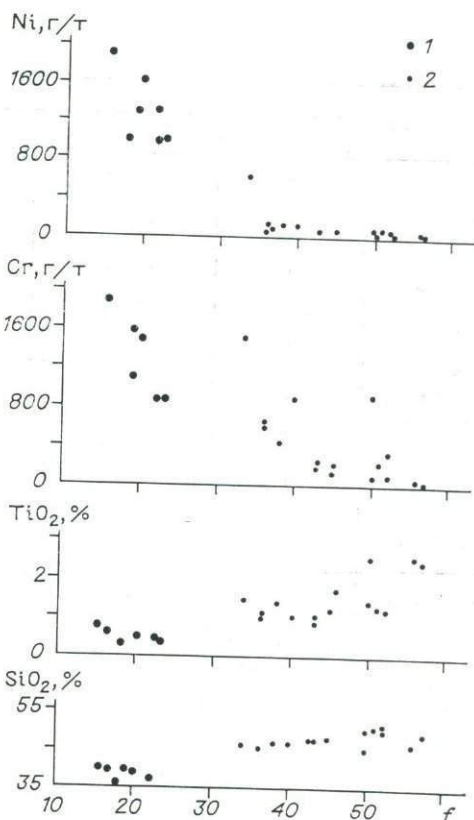
$$f = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \text{ (м. к.)}$$

ниями авгита, рудными минералами и тонкозернистой серпентиновой массой, ранее, очевидно, представлявшей стекло ультраосновного состава.

Все описанные типы вулканических пород проанализированы в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР. Петрогенные элементы и редкие щелочи определены Л. П. Фроловой комплексом химических и физико-химических методов [Геохимия..., 1985]. Содержания редких элементов получены А. Д. Глазуновой и Л. Н. Одаревой количественным спектральным методом [Эмиссионный спектральный анализ..., 1976]. Ниобий, тантал, цирконий, гафний определены методом предварительного химического обогащения. Состав рудных минералов определен на рентгеноспектральном микроанализаторе JСХА-733 Л. Ф. Парадиной.

Основные метавулканиды по химическому составу относятся к типичным базальтоидам (табл. 1). Содержания почти всех петрогенных элементов в них не обнаруживают значительных колебаний за исключением железа, магния и натрия. И если изменение железистости вызвано, как это характерно для основной массы пород, процессами дифференциации [Альмухамедов и др., 1984], то значительный разброс содержаний натрия связывается с метаморфизмом зеленосланцевой фации. Процесс альбитизации основных вулканидов неоднократно обсуждался в литературе, и многими исследователями подчеркивалось, что он идет только с привнесением натрия, тогда как остальные элементы (и особенно редкие) ведут себя инертно [Менерт, 1971; Петров, Макрыгина, 1975]. Как видно (см. табл. 1), изменение содержания Na_2O не связано с изменением концентрации других элементов и, в частности, щелочных, тогда как изменение индекса железистости хорошо коррелируется с изменением количества кремнезема, двуокиси титана, хрома и никеля (рис. 3). Во всех образцах отмечается очень высокая концентрация никеля и хрома и очень низкая — калия и рубидия.

Средний состав метабазальтоидов, пересчитанный на нормативный, по классификации Г. Йодера и К. Тилли [1965], отвечает оливиновым толеитам с 54% плагиоклаза, 24% диопсида, 6% гиперстена и 10% оливина. Сравнение этого состава с типичными представителями различных геодинамических обстановок показывает, что ближе всего он к базальтам концентрациями калия, рубидия, ниобия, циркония и высокими — элементов группы железа. Характерная черта базальтов срединно-океанических хребтов заключается в повышенных концентрациях в метабазальтоидах никеля и хрома, что сближает по содержанию эти породы с толеитами коматиитовых серий (см. табл. 2). При этом наиболее магне-



Химический состав основных

Компонент	Метаба								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46,10		47,13	46,51	47,40	49,04	45,34		50,16
TiO ₂	1,50		1,10	1,00	1,24	1,24	2,58		1,46
Al ₂ O ₃	11,48		18,30	17,84	14,94	14,44	16,00		15,50
Fe ₂ O ₃	1,05		1,14		2,64	2,93	3,60		
FeO	9,12		7,18		8,08	8,80	7,72		
Σ Fe ₂ O ₃				9,18					12,69
MnO	0,16		0,14	0,15	0,23	0,24	0,21		0,20
MgO	10,90		5,90	6,97	7,08	5,81	6,01		6,26
CaO	13,88		13,54	11,55	11,73	9,08	11,43		8,92
Na ₂ O	2,27	3,31	3,31	3,40	3,59	4,40	5,88	0,97	
K ₂ O	0,19	0,14	0,13	0,21	0,28	0,44	0,36	0,16	
P ₂ O ₅	0,18		0,19		0,13	0,14	0,40		
П. п. п.	2,22		1,68	2,98	2,84	4,09			1,34
Сумма . . .	99,05		99,74	99,79	100,18	100,65	99,53		
Li	3	1	2	5	13	10	4	8	
Rb	0,5	He обн.	He обн.	1	5	6	He обн.	He обн.	
V	400	400	320	270	300	510	630	210	440
Cr	1500	480	200	900	215	120	100	1500	920
Ni	600	40	36	110	60	43	88	800	53
Co	65	37	35	40	22	46	38	30	32
Sc	40	40	48	40	42	48	46	15	50
Zr	170	72	76	88	55	60	23	60	76
Hf					1,0	0,9			
Nb	12				1,0	1,0			
Ta					0,5	0,6			
Cu	45	45	52	140	92	50	200	25	150
Sr	320	50	95	150		280	830		400
Ba									170
Be	0,4				0,5		0,4	0,8	
Sn	8,3	7,2	2,0	2,6	5	5,8	2,7	10	25
Pb	53	38	7,0	15	2,3	6,7	7	1	5,3
f	0,34		0,43	0,40	0,45	0,52	0,50		0,50

зиальные члены серии метабазальтоидов по основным и редким элементам отвечают базальтовым коматиитам Южной Африки. Во многом близок состав метабазальтоидов более древним основным породам Восточного Саяна — нижнеархейским кристаллосланцам, которые многими исследователями также отождествляются с океаническими толеитами [Петрова, Левицкий, 1984]. Но эти породы заметно обеднены никелем и хромом, что можно объяснить потерей этих элементов в процессе гранулитового метаморфизма [Мехоношин и др., 1986]. Кислые эффузивы по химизму сопоставимы также с типичными архейскими риолитами (табл. 3) по преобладанию натрия над калием и низкими для кислых пород содержаниями лития, рубидия и циркония, а также высокими концентрациями элементов группы железа, гораздо выше по сравнению с риолитами Исландии. Химический состав ультраосновных пород, а также их структура и минеральный состав отличаются своеобразием и сопоставимы с продуктами ультраосновных вулканогенных образований различных регионов. Эти породы, как и метабазальтоиды, подвержены вторичным изменениям, т. е. сильно серпентинизированы. Нами, вслед за другими исследователями, признается, что этот процесс изохимичен. Действительно, как видно (табл. 4),

метабазальтоидов, вес. %

Метаба										
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
46,39		47,44	47,92	50,91	46,82	51,48	48,2	46,14	46,62	
1,03		1,36	1,16	1,28	0,96	1,63	2,42	2,54	1,73	1,55
16,03		14,02	14,20	14,89	16,82	15,37	14,60	14,67	16,05	
		4,05	3,49	2,72	3,65		4,18	2,62	2,75	3,47
		6,62	6,44	8,76	5,92		8,53	8,71	7,09	7,18
10,54						13,66	13,95	13,25	11,55	
0,19		0,24	0,26	0,16	0,18	0,18	0,16	0,17	0,10	0,18
9,56		9,20	9,30	6,09	6,85	6,32	5,10	5,18	6,90	
11,86		12,59	12,44	8,83	13,06	6,79	7,59	8,85	10,25	
2,72	1,74	2,28	2,60	4,12	2,88		3,59	3,20	3,20	2,05
0,12	0,16	0,22	0,22	0,39	0,24	0,23	0,26	0,06	0,26	0,24
		0,09	0,16	0,21	0,09		0,32	0,37	0,15	
2,14		1,94	2,00	1,42	2,35	1,88	2,76	4,68	2,42	
100,58		100,05	100,19	99,85	99,82		98,95	99,11	99,23	
5	5	3	3		7		6	5	7	6
He обн.	He обн.	6	5				He обн.	He обн.	3	3
330	430	200	300	480	400	530	300	320	190	160
600	1400	440	630	250	240	360	42	50	120	340
120	360	110	80	73	50	43	24	32	80	220
60	2	63	70	43	33	28	33	42	48	80
50	46	63	60	88	52	40	26	21	16	23
53	100	80	85	25	65	71	240	280	120	83
				0,7	2,0					
				0,7	4,0					
				0,4	0,42					
120	20	70	200	65	63	170	120	250	63	100
150	640	170	200	270						
				220						
	1,2									
5,0	30			5	11	17,5				
10	1			7	5	2,5				
0,36		0,38	0,36	0,51	0,43	0,52	0,57	0,56	0,46	

несмотря на значительное количество воды в породах, в них не отмечаются повышенные концентрации всех щелочных элементов — наиболее чувствительных индикаторов привноса вещества. В ультраосновных породах наблюдается обратная зависимость распределения кремнезема, титана, никеля и хрома от железистости, что связано, вероятно, с фракционированием оливина (см. рис. 3). Средние составы ультраосновных пород, пересчитанные на 100%, приведены в табл. 5. Описываемые породы наиболее близки коматиитам Южной Африки. Нет также существенного различия их и с ультраосновными эффузивами Камчатки, за исключением высоких содержаний в последних рубидия и стронция. От меймечитов ультраосновных пород Восточного Саяна отличает пониженная титанистость. Представляет интерес и сравнение протерозойских ультраосновных пород с архейскими межпластовыми телами Шарыжалгайского выступа, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, которые также, очевидно, имеют вулканогенную природу. Они отличаются лишь более низкими концентрациями магния и повышенными — кальция, а по редким элементам почти идентичны протерозойским. Этот факт свидетельствует о том, что даже метаморфизм гранулитовой фации не приводит к изменению уровня

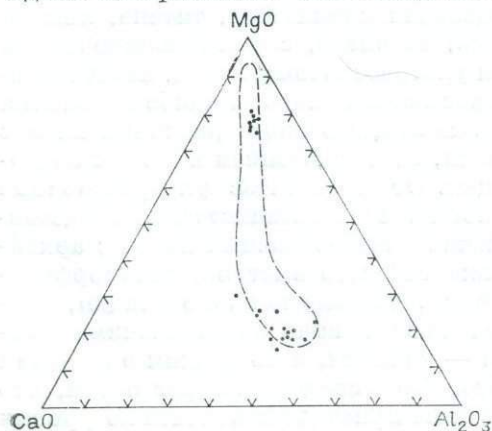
Таблица 2

Средние составы базальтов, вес. % и г/т

Компонент	Порода			
	1	2	3	4
SiO ₂	47,72	49,22	50,2	49,14
TiO ₂	1,54	1,22	0,94	1,17
Al ₂ O ₃	15,32	14,03	15,5	15,64
Fe ₂ O ₃	2,94	4,20	1,63	2,64
FeO	7,70	9,03	9,26	6,66
MnO	0,17	0,23	0,22	0,16
MgO	6,70	6,48	7,53	8,90
CaO	10,77	11,02	11,6	11,84
Na ₂ O	3,09	2,40	2,15	2,40
K ₂ O	0,22	0,32	0,22	0,20
P ₂ O ₅	0,19	0,11	0,10	0,12
П.п.п.	2,44	1,04	1,62	
Li	6	10		8,8
Rb	2	2		4,9
Sr	300	210	100	134
Ba	23		80	48
Sc	46	48		40
V	360	270	260	252
Cr	580	155	490	317
Co	43	50	52	45
Ni	170	90	140	144
Zr	73	120	53	85
Hf	1,2			2,0
Nb	1,7			11,2
Ta	0,5			3,0
Cu	94	130	110	81
Be	0,2			
Sn	9,8			
Pb	12			0,89

Примечание. 1, 2 — метабазальтоиды Восточного Саяна: 1 — протерозойские, 2 — архейские (кристаллосланцы шарьялгалгайской серии); 3 — архейский толеит Южной Африки [Конди, 1983]; 4 — базальты срединно-океанических хребтов [Wedepohl, 1981].

дение хромшпинелида и ильменита обычно отмечается только в эффузивных ультраосновных породах [Васильев, Золотухин, 1975; Марковский, Ротман, 1981; Куликов, Куликова, 1983], и, очевидно, это можно считать одним из признаков близповерхностной кристаллизации магмы, когда

Таблица 3
Средние составы риолитов, вес. % и г/т

Компонент	Порода		
	1	2	3
SiO ₂	71,33	70,9	71,8
TiO ₂	0,34	0,23	0,6
Al ₂ O ₃	11,78	15,8	13,0
Fe ₂ O ₃	0,76	0,64	1,8
FeO	2,6	1,49	2,5
MnO	0,11	0,02	
MgO	1,23	0,90	0,4
CaO	3,00	1,10	2,4
Na ₂ O	3,24	5,58	4,3
K ₂ O	1,42	1,72	3,0
P ₂ O ₅	0,05		
П.п.п.	2,42	1,55	
Li	14		22
Rb	35		73
Sc	8		
V	50	31	18
Cr	25	12	9
Co	20	8	6
Ni	20	10	10
Zr	89	150	667
Cu	16	11	14

Примечание. 1 — Восточный Саян; 2 — Южная Африка [Конди, 1983]; 3 — Исландия (по Герасимовскому и др.).

и соотношений большой группы редких элементов. На диаграмме CaO—MgO—Al₂O₃ все составы основных и ультраосновных пород кувайской серии не выходят из поля коматиитовой серии (рис. 4).

Состав рудных минералов ультраосновных пород Восточного Саяна изучен с помощью микрозонда JСХА-733 [Мехоношин, Парадина, 1985]. Совместное наличие ильменита и хромшпинелида в этих породах характеризуются первичной зональностью (рис. 5). В отличие от вторичной, связанной с замещением краевой части хромшпинелида магнетитом, характерной для процессов серпентинизации, здесь наблюдается ряд зон, связанных

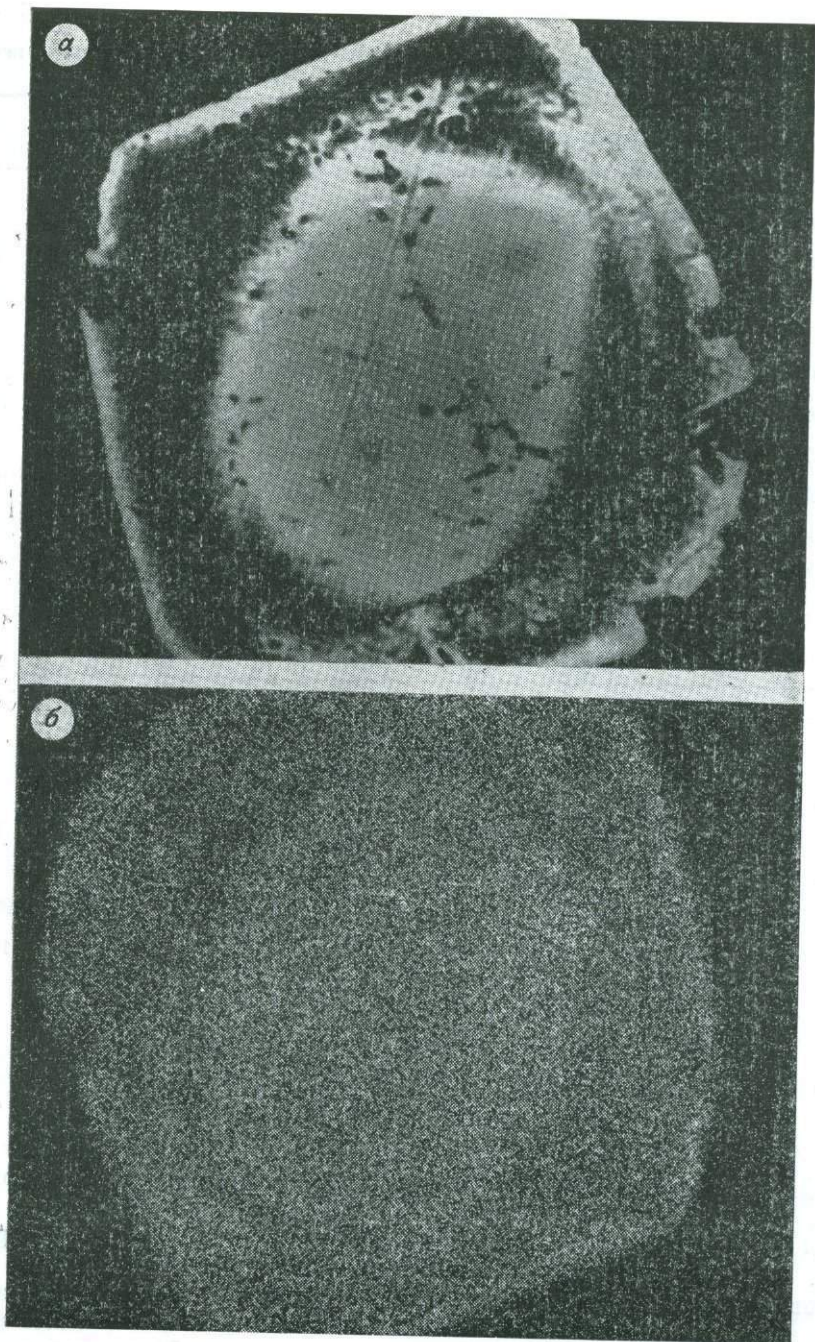
Рис. 4. Диаграмма MgO—CaO—Al₂O₃ для протерозойских вулканитов Восточного Саяна.

Таблица 4

Состав протерозойских ультраосновных пород Восточного Саяна (окислы — вес. %, элементы — г/т)

Компонент	Порода						
	70—92	77—33	77—35	77—37	77—39	77—43	68—148
SiO ₂	40,60	38,84	39,10	39,10	39,92	38,94	36,12
TiO ₂	0,59	0,43	0,40	0,59	0,62	0,50	0,23
Al ₂ O ₃	4,81	3,97	4,37	5,65	4,16	4,71	5,27
Fe ₂ O ₃	3,93	4,96	5,73	5,00	2,98	6,48	6,52
FeO	6,75	9,61	9,61	10,15	7,45	6,74	6,82
ΣFe ₂ O ₃	11,43	15,53	16,30	16,16	11,18	13,90	14,10
MnO	0,19	0,20	0,22	0,26	0,20	0,24	0,21
MgO	28,98	29,66	28,10	26,70	30,29	28,97	30,04
CaO	3,85	3,40	3,22	3,65	3,30	4,70	3,29
Na ₂ O	0,06	0,05	0,03	0,08	0,03	0,18	0,07
K ₂ O	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01	0,13	0,02
П.п.п.	9,54	8,64	8,74	8,10	10,06	8,12	11,25
Сумма . . .	99,34	100,75	100,49	100,32	99,77	100,39	99,84
Li	1	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	4	1
Rb	4	»	»	»	2	2	4
V	220	160	130	140		100	90
Cr	1900	1500	830	1000		1600	1100
Ni	1900	1600	880	1000		1300	1000
Co	68	180	150	150		140	100
Sc	11	18	32	14		3	
Zr	87				20		17
Cu	220	200	160	160		120	42
f	0,163	0,207	0,224	0,232	0,156	0,193	0,188

с повышенным содержанием хрома, причем максимальная его концентрация приходится на краевую часть зерна. По химическому составу минерал относится к низкоглиноземистой разновидности феррохромита (табл. 6). Полуколичественное определение состава каймы кроме повышенного содержания хрома показало более высокий уровень титана, марганца и цинка и пониженный — алюминия, железа и магния. Концентрация магния в хромшпинелиде очень низкая, что необычно при довольно высокой магнезиальности породы. Такое низкое содержание магния в хромшпинелиде из магнезиальной породы отмечалось только в коматититах Карелии [Богатиков, Рябчиков, 1984]. Низкой магнезиальностью характеризуется и ильменит из этой породы (см. табл. 6), хотя в располагающихся в непосредственной близости интрузивных перидотитах из габбро-пироксенит-перидотитовой серии наблюдается пикроильменит с содержанием MgO до 7% [Мехоношин и др., 1983]. Можно, конечно, предположить, что низкая магнезиальность рудных минералов вызвана их поздним наложенным характером, однако присутствие в ильмените в структурах распада бадделеита и хромшпинелида (рис. 6) указывает на их явно глущинный высокотемпературный генезис.



Анализ приведенных данных позволяет интерпретировать геологическую историю изучаемой толщи следующим образом. Ее структура, петрографический и химический состав отвечают таковым в формированиях зеленокаменных поясов. Для пород кувайской серии, как и для большинства протерозойских зеленокаменных поясов, характерны приуроченность к границе двух крупных геоблоков, значительная протяженность, преобладание в разрезе вулканогенных образований над осадочными, отсутствие в пределах толщи гранитоидов, а также метаморфизм зеленосланцевой фации. Ультраосновные вулканиды здесь в отличие от вулканидов архейских зеленокаменных поясов играют незначительную роль. Достаточно надежных абсолютных определений возраста толщи в настоящее время нет. На основании наложения пород кувайской серии на

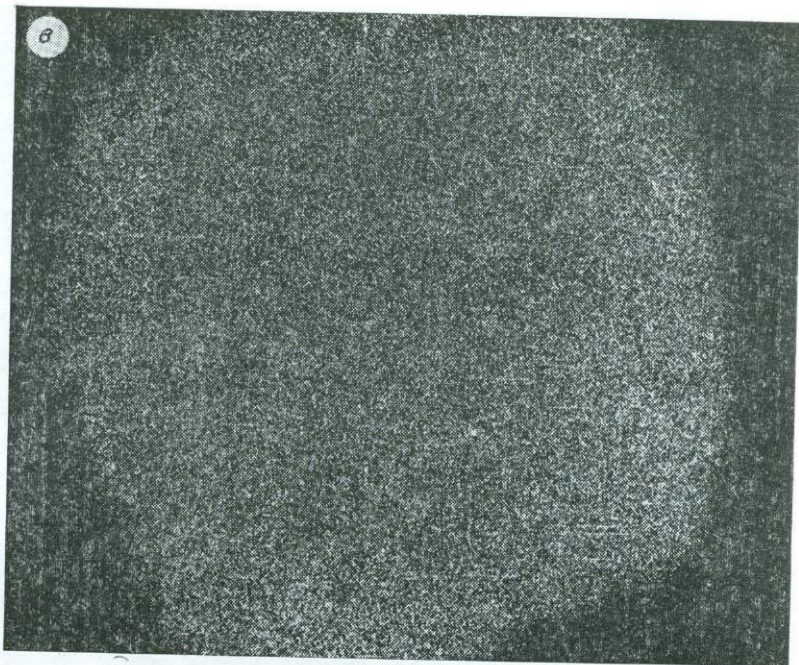


Рис. 5. Растровые изображения поверхности зерна хромшпинелида. а — в обратнорассеянных электронах; б, в — в характеристическом рентгеновском излучении, соответственно $\text{CrK}\alpha$, $\text{FeK}\alpha$.

образования нижнепротерозойской дербинской и находок галек в базальных конгломератах нижнего кембрия возраст ее считается рифейским или верхнепротерозойским. Но, если учитывать состав вулканогенных пород, а также тектонические взаимоотношения с породами дербинской серии, нельзя исключать ее нижнепротерозойский возраст.

Формирование подобных зеленокаменных поясов связывается большинством исследователей с континентальным рифтогенезом [Конди, 1983; Федоровский, 1983]. Существование рифтогенного режима в протерозое в этой части Восточного Саяна с тектонических позиций обосновано Д. И. Мусатовым и Ю. М. Мальцевым [1973]. Наличие бимодальной базальт-риолитовой ассоциации — одно из подтверждений этой гипотезы. Не противоречит гипотезе рифтогенеза и химический состав всех типов вулканогенных пород, характеризующихся низкими концентрациями некогерентных элементов и повышенными — элементов группы железа. Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,7045, при отношении Rb/Sr , равном 0,0015, является довольно высоким для базальтов и может служить доказательством их образования из еще неистощенной мантии. Вулканогенные породы толщи вмещают и интрузивные титаносные габбро-пироксенит-перидотитовые массивы, характеризующиеся повышенной щелочностью и высокими концентрациями некогерентных элементов [Мехоношин, 1979]. По-видимому, их нельзя связывать с формированием зеленокаменного пояса. Эти массивы, располагающиеся в сходных с кувайскими эффузивами образованиях Ийско-Урикского грабена Восточного Саяна, как и проявления щелочно-ультраосновного магматизма, очевидно, следует отождествлять с более поздней активизацией региона.

В западной части Восточного Саяна помимо известных ранее метабазальтоидов выявлены кислые и ультраосновные вулканы, петрографический, минеральный и химический состав которых сопоставим с образованиями зеленокаменных поясов. Отнесение толщи кувайской серии к зеленокаменному поясу заставляет по-новому взглянуть на ее металло-

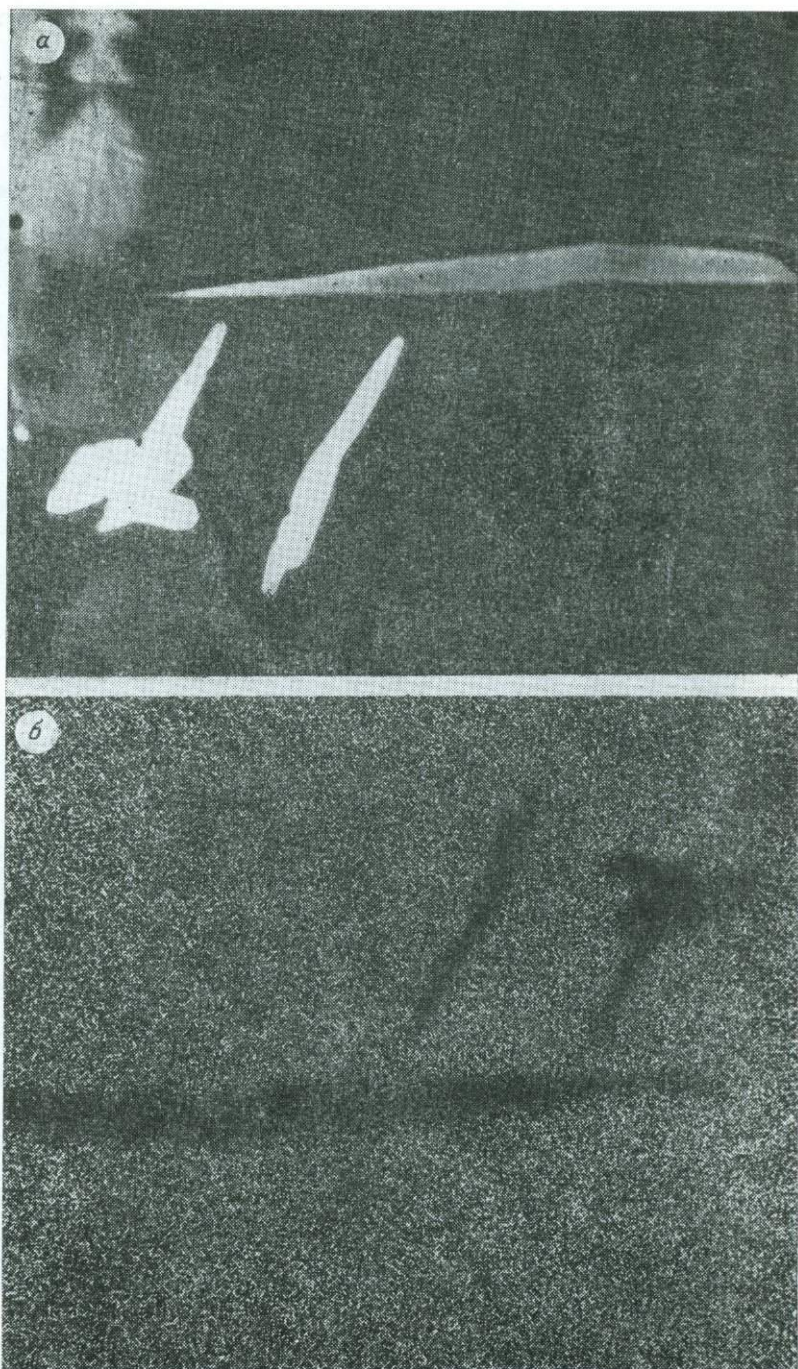
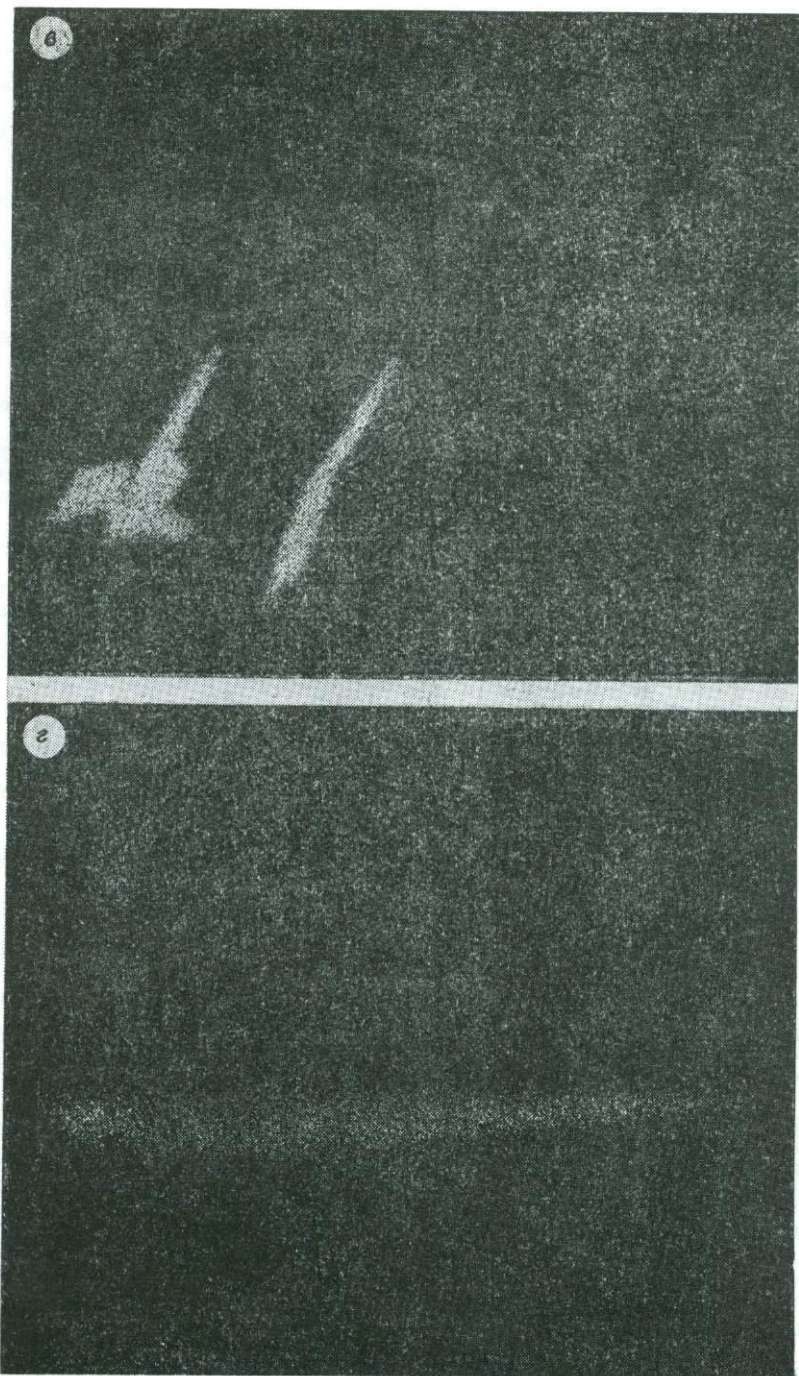


Рис. 6. Растровые изображения
а — в обратнорассеянных электронах; б, в, г — в характеристическом



поверхности зерна пльменита.
рентгеновском излучении, соответственно TiK_{α} , ZrK_{α} , CrK_{α} . Ув. 1600.

Таблица 5

Средний состав ультраосновных вулканитов (пересчитанный на безводный состав), вес. % и г/т

Компонент	Порода					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43,70	47,34	45,2	43,40	40,43	46,58
TiO ₂	0,61	0,48	0,20	0,27	1,60	0,32
Al ₂ O ₃	5,28	5,40	3,66	4,68	2,36	7,09
Fe ₂ O ₃	5,70	5,82	5,23	3,22	6,70	5,28
FeO	7,72	7,41	6,94	8,60	6,52	5,73
MnO	0,23	0,19	0,22	0,17	0,17	0,23
MgO	32,50	24,18	32,2	33,50	36,78	28,27
CaO	4,08	9,14	5,28	5,86	4,25	6,35
Na ₂ O	0,08	0,23	0,44	0,21	0,20	0,02
K ₂ O	0,04	0,08	0,17	0,14	0,15	0,01
P ₂ O ₅	0,06	0,01	0,02		0,18	0,07
Li	1	5				
Rb	1,7	1	2	10	15	
Sr	7		12	134	370	
Sc	13	19			9,6	
V	140	124	90	94	182	
Cr	1320	1490	2200	1470	2230	1840
Co	130	86	60	101	134	
Ni	1280	1570	2000	1320	1770	1250
Cu	150	173	45			
Zr	41	35	34	18	185	
Hf	0,3					
Nb	1,7		1	6,1		
Ta	0,2					
CaO/Al ₂ O ₃	0,78	1,70	1,44	1,25		
Ni/Co	10	18	36	14		
Ti/Zr	55	82	35	90		

Примечание. 1, 2 — ультраосновные породы Восточного Саяна; 1 — протерозойские, 2 — архейские, 3 — перидотитовый коматит со спинифекс-структурой, Южная Африка [Конди, 1983]; 4 — пикриты Камчатки [Марковский, Ротман, 1981]; 5 — меймечит [Васильев, Золотухин, 1975]. Редкие элементы — [Марковский, Ротман, 1981]; 6 — перидотитовый коматит со спинифекс-структурой [Куликов, Куликова, 1983].

Существование этого пояса в западной части Восточного Саяна заставляет по-новому посмотреть и на его металлогению. В частности, с ним можно связывать золотоносность и железооруденение региона, а также его медно-никелевую и редкометалльную продуктивность.

Таблица 6

Химический состав ильменита и хромшпинелида, вес. %

Компонент	Порода					Компонент	Порода				
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
TiO ₂	51,72	53,22	1,98	2,4	0,51	FeO		31,93			
Al ₂ O ₃			9,48	1,8	13,10	MnO	3,38	1,33	1,28	1,6	
Cr ₂ O ₃			27,57	47,0	46,46	MgO	0,20	6,65	0,47	0,1	1,55
V ₂ O ₅			0,54			ZnO			1,18	1,5	
Σ FeO	45,52		54,28	35,0	35,64	С у м м а	99,85	99,93	99,08	89,4	97,26
Fe ₂ O ₃		6,87									

Примечание. 1, 2 — ильменит из ультраосновных пород Восточного Саяна (1 — содержащий включения хромшпинелида и бадделейта); 3—5 — хромшпинелид; 3, 4 — из ультраосновных пород Восточного Саяна (3 — центр, 4 — край зерна, полуколичественное определение), 5 — из коматитов Карелии [Богатиков, Рябчиков, 1984]. 1, 3, 4 — определено на микроанализе JСХА-703 фирмы «JEOL» по К-серии характеристического рентгеновского спектра. Напряжение 15 Кв, Ток зонда 60 нА для цинка и ванадия и 20 нА для остальных элементов. Диаметр зонда 2 мкм.

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А. И., Жюто Т., Матвеев В. В. и др. // Толентовые базальты Красного моря. — Новосибирск: Наука, 1984. — С. 41—59.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. — М.: Наука, 1969. — 283 с.
- Богатиков О. А., Рябчиков И. Д. Новые данные о происхождении коматиитовых серий // Геология и геофизика. — 1984. — № 12. — С. 88—97.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов Севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. — Новосибирск: Наука, 1975. — 271 с.
- Геохимия элементов группы железа в эндогенном процессе. — Новосибирск: Наука, 1985.
- Глазунов О. М. Метаморфизм и некоторые особенности локализации титана в зоне Шиндзинско-Дербинского разлома (Вост. Саян) // Изв. Томск. политех. ин-та. — 1965. — Т. 135. — С. 3—14.
- Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия/Герасимовский В. И., Поляков А. И., Дурасова Н. А. и др. — М.: Наука, 1978. — 184 с.
- Йодер Г. С., Тили К. Э. Происхождение базальтовых магм. — М.: Мир, 1965. — 248 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983. — 392 с.
- Куликов В. С., Куликова В. В. Ультраосновные эффузивы в докембрии Юго-восточной части Балтийского щита. — Новосибирск: Наука, 1983. — 130 с.
- Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. — Л.: Недра, 1981. — 247 с.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение графитов. — М.: Мир, 1971. — 328 с.
- Мехоношин А. С. Геохимия габбро-пироксенит-перидотитовой серии Восточного Саяна // Геохимия эндогенных процессов. — Иркутск, 1979. — С. 24—33.
- Мехоношин А. С. и др. Особенности геохимии ильменита основных — ультраосновных пород // Геология и геофизика. — 1983. — № 4. — С. 58—62.
- Мехоношин А. С., Парадина Л. Ф. Бадделейт и хромшпинелид из ильменита ультраосновных пород Восточного Саяна // Докл. АН СССР. — 1985.
- Мехоношин А. С., Глазунов О. М., Бурмакина Г. В. Геохимия и рудоносность метагабброидов Восточного Саяна. — Новосибирск: Наука, 1966. — 103 с.
- Мусатов Д. И., Мальцев Ю. М. Геологическое развитие и основные черты металлогении складчатой области Южной Сибири в свете тектоники плит // Металлогения и новая глобальная тектоника. — Л.: Недра, 1973. — С. 85—89.
- Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. — М.: Наука, 1967. — 144 с.
- Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. — Новосибирск: Наука, 1975. — 342 с.
- Петрова З. И., Левицкий В. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. — Новосибирск: Наука, 1984. — 201 с.
- Пополитов Э. И., Кузьмин М. И. Особенности геохимии океанических базальтов в зависимости от геодинамической обстановки // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану. (Материалы XIV Тихоокеанского научного конгресса. Хабаровск, 1979 г.). — Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1982. — С. 36—41.
- Предтеченский А. А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. — М.: Наука, 1967. — 156 с.
- Сезько А. И. Корреляция метаморфических, магматических и тектонических процессов в докембрии Восточного Саяна // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. — С. 60—72.
- Федоровский В. С. Раннепротерозойские зеленокаменные пояса Байкальской горной области: структура, формации, генезис // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения: Всесоюзное совещание/Тезисы докладов. — Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. — С. 122—123.
- Эмиссионный спектральный анализ в геохимии/Райхбаум Я. Д., Костюкова Е. С., Кузнецова А. И. и др. — Новосибирск: Наука, 1976. — 279 с.
- Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. — 1981. — Bd 68, N. 3. — S. 110—119.

Г. Л. КАШИНЦЕВ, В. В. ЗАЙКОВ

ПИКРИТЫ УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА МУГОДЖАР (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Появившиеся в литературе сведения о коматиитах [Viljoen, Viljoen, 1969] привлекли внимание петрологов, большинство которых твердо стояли на позициях протрузивной или кумулятивной природы ультраосновных пород. Находка их эффузивных аналогов вызвала особый интерес к

ним, и, как следствие, такого рода вулканыты стали обнаруживаться во многих регионах мира. Мало того, если первые описания эффузивов ультраосновного состава касались главным образом архейских зеленокаменных поясов, то в последнее время эти породы найдены и в более молодых структурах [Марковский, Ланда, 1976].

Многие проявления коматиитов пространственно тесно связаны с толеитами океанического типа [Gale, 1973; Arndt et al., 1977; Gansser et al., 1979; Beets et al., 1982]. Эта пространственная и временная связь, по-видимому, не случайна и, возможно, отражает правомерность экспериментальных исследований. Последними в ходе плавления перидотита [Mysen, Kushiro, 1977] показано, что существует возможность образования широкой гаммы расплавов с содержанием $MgO = 10-40\%$ в зависимости от степени плавления исходного перидотита. В районах, где зафиксированы тесные ассоциации этих двух типов расплавов, сохраняется определенная закономерность. Коматииты, как правило, венчают вулканогенные толщи, проявляясь позже толеитового вулканизма [Мурс, Вайн, 1973; Arndt et al., 1977; Gansser et al., 1979], причем это закономерно как для древних архейских структур, так и для молодых — неогеновых. Такие данные как будто свидетельствуют о том, что в определенной структурной обстановке происходит постепенный разогрев мантийного вещества с увеличением его процентного плавления и сменой базальтов на коматииты.

Справедливо отмечено [Rhodes, 1982], что сходные по составу базальты могут образоваться совершенно разными путями: либо прямым парциальным плавлением мантии с отделением легкоплавкой базальтовой составляющей от тугоплавкого остатка, либо посредством дифференциации расплава, получившегося из вещества той же мантии при его полном или частичном плавлении. Такая постановка вопроса снимает многие неясности в происхождении ультраосновных эффузивов и их дифференциатов. Отметим также, что господствующая в последние годы гипотеза о первичности толеитовых расплавов, основанная на изучении офиолитов океана, постепенно сменяется мнениями компромиссного характера. Все больше появляется работ, рассматривающих исходные магмы для пород толеитового ряда как пикритовые. Большинство исследователей сходятся на том, что исходной магмой для толеитовых базальтов служат пикриты с содержанием $MgO = 17-24\%$ [Bickle et al., 1977; Elthon, 1979; Beets et al., 1982; Karson et al., 1983], которые образуются при частичном (30%) плавлении вещества верхней мантии на глубине 50—70 км ($P = 15-20$ кбар). Кристаллизационное фракционирование оливина, пироксена и плагиоклаза приводит к образованию всей гаммы пород толеитового состава [Beets et al., 1982], причем, как частный случай, в результате отсадки оливина могут образоваться пикриты с содержанием MgO до 31%, т. е. пикритов ультраосновного состава.

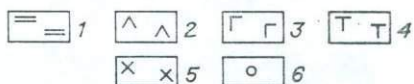
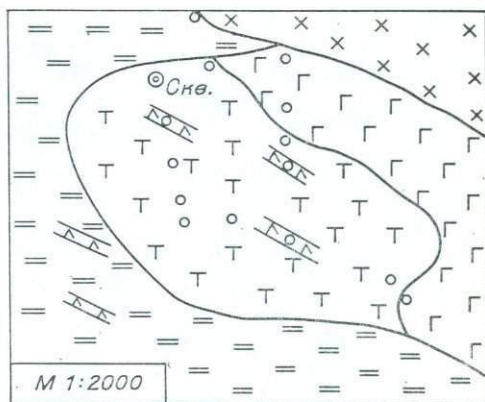
Отсутствие четкой, петрологически обоснованной классификации ультраосновных эффузивов порождает довольно свободное использование в литературе терминов «коматиит» и «пикрит» [Малюк, Сиворонов, 1982]. В дальнейшем, не останавливаясь на разборе достоинств и недостатков той или иной классификации, мы будем использовать термин «пикрит» [Магматические горные породы, 1983] по отношению к рассматриваемым породам, имея в виду их ультраосновной состав.

Пикриты Мугоджар встречены в ассоциации с толеитовыми базальтами океанической коры девонского возраста [Зоненшайн и др., 1984]. В исследуемом районе офиолитовая ассоциация представлена следующими типами пород (сверху вниз): яшмами, толщей пиллоу-лав толеитового состава, дайковым комплексом долеритов, различными по составу габброидами, в низах которых отмечаются редкие линзы пироксенитов. Более нижние, существенно ультраосновные, породы здесь не отмечены. Они выходят в виде крупных массивов севернее (Кимперсайский и Хабарнинский массивы) и южнее (Кокпектинский погребенный массив). В ассоциации с перидотитами в пределах этих массивов встречаются троктолиты, различного состава пироксениты и габброиды.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта района выходов ультраосновных пород на р. Шулдак (Мугоджары). 1 — яшмы; 2 — базальты; 3 — габбро; 4 — пикриты; 5 — тела кислого состава; 6 — точки опробования.

Выходы ультраосновных эффузивов в исследованном районе Южного Урала встречаются на левобережье р. Шулдак, в 2,5 км северо-западнее зимовья Донгелек. Ультрабазиты залегают в пачке яшм, включающих силлы базальтов и долеритов. В целом комплекс этих пород представляет собой переход от второго к первому слою древней океанской коры девонского возраста [Зайкова, Зайков, 1984].

Выходы ультраосновных пород представляют собой в плане тело овальной конфигурации (рис. 1) размером 100×200 м, вытянутое в северо-западном направлении и картируемое главным образом по высыпкам черных зернистых ультрабазитов среди кирпично-красных яшмоидов. В центральной части тела отмечаются несколько коренных выходов этих пород, а северо-западнее они вскрыты картировочной скважиной. С севера и востока перидотиты окаймляются основными породами с преобладанием габбро. Соотношение этих пород неясно, так как непосредственные контакты между ними задернованы. Структуры габбро по степени раскристаллизации близки пикритовым, о чем будет сказано далее. На севере, вблизи контакта с перидотитами, они представлены габбро-долеритами. Порода состоит из 60% вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза, имеющих идиоморфную форму и размеры до 2 мм. В отдельных участках зерна образуют агрегаты с полигонально-зернистой структурой. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены мелкочешуйчатым агрегатом хлорита, соссюрита и тремолита, развивающихся, скорее всего, по стеклу. На юго-востоке среди габбро отмечаются более раскристаллизованные разновидности, в которых основная масса составляет лишь 5—10% объема породы, т. е. наблюдается, как и в пикритах, различная степень раскристаллизации стекла породы. Тесная пространственная связь между пикритами и габбро, наличие в последних крупнокристаллических кумулятивных структур, элементов стратификации (на крайнем северо-востоке обычно габбро переходят в лейкократовые разновидности) — все это позволяет рассматривать эти два типа пород как единое магматическое тело. Вероятно, это тело силло- или штокообразной формы, в котором перидотиты и габбро обособились в результате дифференциации исходного расплава. В 1—2 км юго-восточнее выхода пикритов в тех же яшмоидах имеют место силлы оливиновых долеритов, слагающие овальные в плане, пластообразные тела протяженностью 100—300 м при мощности в несколько метров. На отдельных участках при кулисообразном залегании силлы расширяются, образуя округлые в плане тела размером 20—30 м. В центральных частях тел порода приобретает пойкилитовую структуру. В ней появляется до 20% вкрапленников плагиоклаза и оливина. В восточной части этих силлов развиты наиболее раскристаллизованные разновидности изучаемых пород — оливиновые габбро-долериты. Здесь же встречаются участки с расслоенным габбро, в котором выделяются полосы лейкократового габбро и плагиоклазового верлита. Наличие перидотит-габбровых дифференцированных силлов и некков в офиолитовых ассоциациях явление не редкое. Такого рода силлы и некки описаны в архейских и ордовикских офиолитах [Bickly et al., 1975; Arndt et al., 1977; Karson et al., 1983].



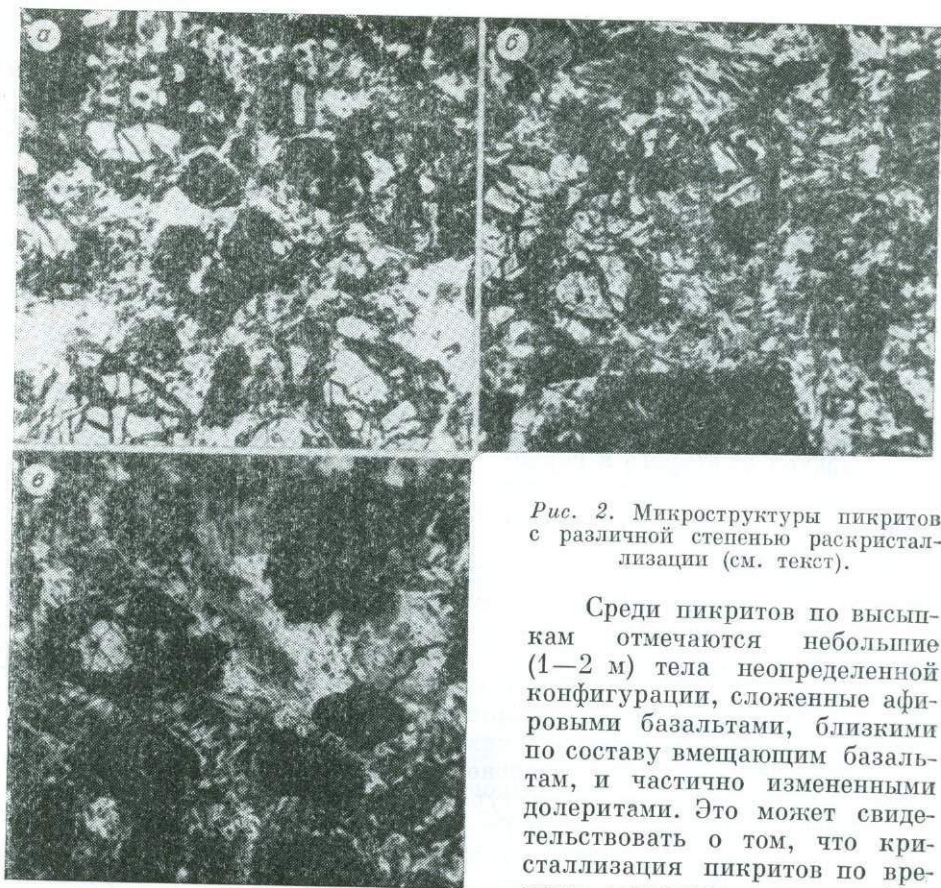


Рис. 2. Микроструктуры пикритов с различной степенью раскристаллизации (см. текст).

Среди пикритов по высыпкам отмечаются небольшие (1—2 м) тела неопределенной конфигурации, сложенные афировыми базальтами, близкими по составу вмещающим базальтам, и частично измененными долеритами. Это может свидетельствовать о том, что кристаллизация пикритов по времени совпадает с этапом формирования базальт-долеритов

комплекса, который слагает непрерывный разрез по р. Шулдак.

Ультраосновные вулканиты представлены порфировой породой, состоящей из идиоморфных кристаллов оливина размером 0,5—2 мм, количество которого варьирует от 50 до 80%. Оливин в большинстве случаев почти полностью замещен серпентином двух генераций. Для породы, несмотря на высокую степень серпентинизации оливина, характерно полное отсутствие следов рассланцевания и будинажа. Этот факт полностью исключает возможность их протрузивного внедрения. Основная масса породы в различных образцах и разных участках шлифа изменчива. Отмечаются участки, сложенные мелколистоватым агрегатом серпентина, хлорита и тремолита, развивающихся, скорее всего, по стеклу (рис. 2, а). В других случаях основная масса сложена игольчатыми, пучковидными выделениями тремолита, который образует псевдоморфозы по клинопироксену (см. рис. 2, б) и, наконец, наблюдаются изометричные зерна тремолита и клинопироксена, как бы спаивающие кристаллы оливина (см. рис. 2, в). Вариации структур, очевидно, отражают различную степень раскристаллизации основной массы породы.

Кумулятивные ультраосновные породы офиолитовых комплексов, как правило, имеют полнокристаллическую структуру, образовавшуюся на глубине порядка первых километров при дифференциации и раскристаллизации магмы. Н. Арндт [Arndt et al., 1977] при классификации дифференциатов толеитов и коматиитов отмечает, что среди ультраосновных пород толеитовой ассоциации в силлах фрагментарно встречаются кумулятивные породы со стекловатыми структурами, с фенокристами оливина, клинопироксена и плагиоклаза. В исследованных пикритах фенокристы представлены только оливином, пироксены образуют игольчатые или длиннопризматические зерна, замещенные тремолитом, расположенные в

Химический состав минералов из пикритов

Компонент	Вес. %			Компонент	Мол. %		
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	39,10	52,3	0,30	Si	0,993	1,914	—
TiO ₂	—	0,48	1,03	Al ⁴	—	0,088	—
Al ₂ O ₃	—	3,31	17,80	Al ⁶	—	0,050	0,684
Fe ₂ O ₃	—	—	—	Ti	—	0,013	0,025
FeO	14,20	4,62	31,40	Fe ⁺³	—	—	0,237
MnO	0,25	0,12	0,52	Fe ⁺²	0,301	0,141	0,620
MgO	44,70	16,5	8,89	Mn	0,005	0,004	0,014
CaO	0,25	21,9	—	Mg	1,694	0,897	0,432
NaO	—	0,09	—	Ca	0,007	0,859	—
Cr ₂ O ₃	—	0,93	39,90	Na	—	0,007	—
NiO	0,18	—	—	Cr	—	0,027	1,029
Ni	—	—	—	Ni	0,004	—	—
Сумма...	98,68	100,25	99,84	Сумма...	3,004	4,000	3,041

Примечание. 1 — оливин: $\text{Fe}_{15,1}\text{Fe}_{0,84,9}$; 2 — клинопироксен: $\text{Mg}_{47,3}\text{Ca}_{45,3}\text{Fe}_{7,4}$; 3 — хромшпинелид: $(\text{Mg}_{0,43}\text{Fe}_{0,62}^{+2})_{1,05}(\text{Cr}_{1,03}\text{Al}_{0,68}\text{Fe}_{0,24}^{+3})_{1,95}\text{O}_4$. В хромшпинелиде соотношение: $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}) = 0,41$; $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0,60$; $\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3} + \text{Cr} + \text{Al}) = 0,12$. Прочерк — не опр. Анализы выполнены на микрозонде MS-46 «Самеса» в ИГЕМ, аналитик Г. Н. Муравицкая.

интерстициях между идиоморфными кристаллами оливина. Это, возможно, указывает на относительную длительность дифференциации с почти полным разделением ультраосновного и основного компонентов лавы.

Единичные анализы состава минералов пикритов (табл. 1) показали, что оливин характеризуется относительно высокой железистостью (Fe_{15}), шпинель относится к типичным хромитам, а состав клинопироксена отвечает его составу в верхних кумулятивных сериях переходного комплекса офиолитовых ассоциаций [Кабанова, Кашинцев, 1981]. Изучение расслоенного базальт-габбро-перидотитового комплекса в океане [Clark, Loubat, 1977] показало, что в базальтах и габбро оливины во вкрапленниках имеют средний состав Fe_{15} , тогда как пикриты и перидотиты — Fe_{12} , т. е. более магнезиальны. Причем в пикритах с валовым содержанием $\text{MgO} = 13,8-16,2$ вес. % состав оливина довольно стабилен ($\text{Fe}_{11-11,6}$) [Bryan et al., 1977]. Оливин в пикритах Мугоджар имеет состав Fe_{15} , т. е. аналогичен оливину толеитовых базальтов. Отсюда напрашивается вывод, что пикриты Мугоджар образовались за счет кумуляции из базальтовой магмы, а не являются первичными расплавами или кумулятами таких первичных расплавов ультраосновного состава. С другой стороны, состав хромшпинелида (см. табл. 1, рис. 3) показывает, что он ни в коем случае не отвечает составу этого минерала в базальтах [Sigurdsson, 1977], он лежит в области, прилегающей к полю перидотитов, незначительно отличаясь составом от хромшпинелидов в коматититах.

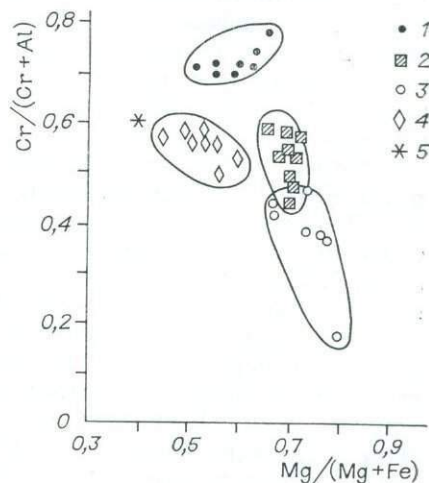


Рис. 3. Диаграмма соотношений $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ к $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ для хромшпинелидов коматитовых серий.

1 — коматиты Онтарио [Arndt et al., 1977]; 2 — породы, поднятые из скв. 334, 332 [Sigurdsson, 1977]; 3 — пикриты, 4 — базальты, 5 — перидотиты; 6 — пикрит ультраосновного состава Мугоджар.

Химический состав пикритов Мугоджар, коматитов Онтарио и верлитов Урала, г/т

Компонент	Номер анализа							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	37,47—42,13	39,60	44,07	44,9	44,1	45,52	46,22	44,55
TiO ₂	0,33—0,42	0,37	0,41	0,19	0,17	0,37	0,19	0,19
Al ₂ O ₃	4,71—6,80	5,67	6,31	5,30	4,56	7,91	1,02	2,37
Fe ₂ O ₃	4,29—5,15	4,62	5,14	—	—	—	—	—
FeO	6,53—7,18	6,88	7,66	—	—	—	—	—
FeO'	—	11,04	12,29	10,40	9,70	12,26	9,91	8,42
MnO	0,13—0,26	0,19	0,21	0,18	0,21	0,22	0,17	0,14
MgO	26,42—31,07	28,51	31,72	33,60	36,55	25,44	31,08	30,95
CaO	2,54—4,18	3,54	3,94	5,00	3,98	7,63	10,35	7,97
Na ₂ O	0,20—0,47	0,34	0,38	0,35	0,19	0,34	0,20	0,31
K ₂ O	0,02—0,13	0,06	0,07	0,08	0,06	0,05	0,03	0,06
P ₂ O ₅	0,04—0,15	0,08	0,09	—	—	—	—	—
П.п.п.	7,60—11,35	9,38	—	—	—	—	—	—
Сумма...	—	99,24	100,0	—	—	—	—	—
CaO/Al ₂ O ₃	—	0,62	0,62	0,94	0,87	0,96	10,1	3,36
Cr	2400—2900	2567	—	—	1762	2656	2460	1590
Ni	1200—1300	1233	—	—	2290	1286	700	700
Co	100—130	117	—	—	118	110	—	110
Rb	0,6	0,6	—	—	3	4	—	0,5
Sr	17—20	18	—	—	6	12	—	13
Zr	36—43	39	—	—	—	—	—	—
Li	2,3—3,1	2,6	—	—	—	—	—	1
Ba	17—19	18	—	—	—	—	—	4,6
Cu	76—91	83	—	—	—	—	—	—
Sc	7,3—11	8,6	—	—	—	—	—	—
V	150—180	160	—	—	—	—	—	72

Примечание. 1 — диапазон составов пикритов Мугоджар по 10 анализам. 2—6 — средний состав: 2 — пикритов по 10 анализам; 3 — рассчитанный без учета содержания воды; 4 — перидотитового коматита с MgO > 30% [Arndt et al., 1977]; 5 — кумулятивного перидотитового коматита, 2 анализа [Arndt et al., 1977]; 6 — со структурой спенифес, 5 анализов [Arndt et al., 1977]. 7 — верлит массива Хабарна [Варлаков, 1978]. 8 — верлит Полярного Урала, 4 анализа [Луцк, 1980]. Анализ на SiO₂ выполнен в Ильменском государственном заповеднике, коллекция В. В. Зайнова; остальные — в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР, аналитики Т. Н. Гуничева, С. И. Шигарова, Л. Н. Одареева, Л. П. Коваль, С. К. Ярошенко.

По своему валовому химическому составу (табл. 2) пикриты Мугоджар очень близки коматитам различных провинций мира, хотя имеют некоторую специфику — отличаются большей железистостью и суммарной щелочностью при меньшей магнезиальности. Характерно также относительно низкое для коматитов содержание CaO, что понижает величину CaO/Al₂O₃ до 0,61, при средних значениях для подавляющего числа коматитов — 0,9.

Минералогическим аналогом рассматриваемых ультраосновных пикритов могут служить верлиты, глубинные дифференциаты основной магмы. Верлиты близки петрохимически кумулятивным перидотитам коматитового состава по большинству петрогенных компонентов (см. табл. 2, ан. 4, 5, 7, 8). Однако существенные различия в содержаниях CaO и Al₂O₃ не позволяют идентифицировать мугоджарские пикриты с верлитами офиолитовых комплексов. Геохимические данные противоречивы. С одной стороны, по содержанию Ni, V, Ba, Li пикриты резко отличаются от верлитов, явно тяготея к породам ультраосновных коматитов. С другой — по концентрации Rb пикриты ближе к верлитам. Таким образом, пикриты Мугоджар имеют общие петрохимические и геохимические черты с ультраосновными кумулятами как коматитовой, так и толлитовой серий.

Такая разноречивость, возможно, объясняется тесной связью между коматиитовыми и толеитовыми магмами, о чем говорилось выше. И те и другие являются продуктом единого исходного вещества мантии, претерпевшего различное парциальное плавление.

Исходя из изложенного можно предположить, что изученные пикриты представляют собой кумуляты первичного высокомагнезиального расплава, состав которого был промежуточным между толеитовыми магмами и ультраосновными коматиитами. На это указывают: 1) самостоятельный характер залегания тела пикрит-габбровых пород среди осадочной толщи и лав толеитовых базальтов офиолитовой ассоциации Мугоджар; 2) химические и минералогические отличия их от типичных кумулятов толеитовой магмы (верлитов) и коматиитов ультраосновного состава.

Наличие дифференцированных силлов с обособлением пикритов ультраосновного состава и габброидов свидетельствует о том, что химический состав толеитовых базальтов (в целом близкий габброидам), скорее всего, отражает составы производных магм. Более примитивная первичная магма, формирующая толеитовые базальты Мугоджар, очевидно, представляла собой высокомагнезиальный пикрит, кристаллизационная дифференциация которого сформировала всю гамму офиолитовых комплексов древней океанической коры этого района. В сочетании с теоретическими расчетами [Рябчиков и др., 1980] приведенный материал, основанный на изучении природного объекта, убедительно свидетельствует о том, что толеитовые базальты древней океанической коры Мугоджар не являются первичными выплавками мантии, а есть результат последовательной кристаллизационной дифференциации исходного расплава, близкого по составу к высокомагнезиальному пикриту.

Напрашивается вывод о том, что поиск какой-либо единой магмы для офиолитовых комплексов — задача нереальная. По-видимому, в зависимости от конкретной обстановки в зоне выплавления, которая зависит, в свою очередь, от скорости спрединга, величины теплового потока, локального уменьшения или увеличения давления за счет тектонических процессов, вариаций глубины выплавки, первичные магмы должны также варьировать по составу. Это находит подтверждение в закономерностях вариаций состава толеитовых базальтов океанов, наметившихся в последние годы, а также в различном составе и соотношении кумулятивных и респитовых фрагментов офиолитовых ассоциаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Варлаков А. С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала.— М.: Наука, 1978.— 237 с.
- Зайкова Е. В., Зайков В. В. Куркудукский комплекс — фрагмент первого слоя океанической коры в Западных Мугоджарах//История развития Уральского палеоокеана.— М., 1984.— С. 140—152.
- Зоненшайн Л. П., Хаин В. В., Матвеевков В. В. Разрез базальтового слоя палеоокеанической коры по реке Шулдак (Южный Урал, Мугоджары): реконструкция спрединга и рельефа девонского океанического ложа//История развития Уральского палеоокеана.— М., 1984.— С. 101—111.
- Кабанова Е. С., Кашинцев Г. Л. Ультрабазиты офиолитовых комплексов мира//Итоги науки и техники. Серия Геохимия. Минералогия. Петрография.— М.: ВИНТИ, 1981.— Т. 11.— 88 с.
- Лутц В. Г. Геохимия океанического и континентального вулканизма.— М.: Недра, 1980.— 246 с.
- Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография.— М.: Наука, 1933.— Ч. 1.
- Малюк Б. И., Сиворонов А. А. О природе коматиитов//Геология и геофизика.—1982.— № 4.— С. 32—40.
- Марковский Б. А., Ланда Э. А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов//Сов. геология.— 1976.— № 1.— С. 103—114.
- Мурр Э. М., Вайн Ф. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая гора//Петрология изверженных пород и метаморфических пород океана.— М.: Мир, 1973.— С. 50—74

- Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Пилюян Г. О., Бабанский А. Д. Первичные магмы серий океанических толеитов//Изв. АН СССР, сер. геол.—1980.— № 8.— С. 5—20.
- Arndt N. T., Naldrett A. J., Pyke D. R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township Northeast Ontario//Journ. of Petrol.—1977.— V. 18.— Pt 2.— P. 319—369.
- Beets D. J., Klavar G. Th., Benk F. T. et al. Picrites as parental magma of MORB-type tholeiites//Nature.—1982.— V. 296, N 5855.— P. 341—343.
- Bickly M. J., Nisbet E. G., Martin A. Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe greenstone Belt, Rhodesia//Earth. Planet. Sci. Lett.—1975.— V. 27, N 2.— P. 155—162.
- Bickle M. J., Ford C. E., Nisbet E. G. The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high-pressure melting experiments//Earth. Planet. Sci. Lett.—1977.— V. 37, N 1.— P. 97—106.
- Bryan W. B., Thompson G., Frey F. A. et al. Petrology and geochemistry of basement rocks recovered on Leg. 37, DSDP//Init. Reports of the DSDP.—1977.— V. 37.— P. 695—703.
- Clark D. B., Loubat H. Mineral analysis from the peridotite-gabbro-basalt complex at site 334, DSDP, Leg 37//Init. Reports of the DSDP.—1977.— V. 37.— P. 847—855.
- Elthon D. High magnesia liquids as the parental magma for ocean floor basalts//Nature.—1979.— V. 278, N 5704.— P. 514—518.
- Gale G. H. Paleozoic basaltic komatiite and ocean floor type basalts from Northeastern Newfoundland//Earth. Planet. Sci. Lett.—1973.— V. 18, N 1.— P. 22—28.
- Gansser A., Dietrich V. J., Cameron W. E. Paleogene komatiites from Gorgona Island//Nature.—1979.— V. 278, N 5704.— P. 545—546.
- Karson J. A., Elton D. L., De Long S. E. Ultramafic intrusions in the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland: implications for igneous processes of oceanic fracture zones//Geol. Soc. of Amer. Bull.—1983.— V. 54, N 1.— P. 15—29.
- Mysen B. O., Kushiro J. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle//Amer. Mineral.—1977.— V. 62, N 9.— P. 843—865.
- Sigurdsson H. Spinels in Leg 37 basalts and peridotites: phase chemistry and zoning//Init. Reports of the DSDP.—1977.— V. 37.— P. 883—891.
- Rhodes J. M. Will the real primary magma please stand-up?//Nature.—1982.— V. 296, N 5859.— P. 703—704.
- Upadhyay H. D. Phanerozoic peridotitic and pyroxenitic komatiites from Newfoundland//Science.—1978.— V. 22, N 4373.— P. 1192—1195.
- Viljoen M. J., Viljoen R. P. Evidence for the existence of a mobile intrusive peridotite magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group//Upper mantle Project Spec. Publs. Geol. Soc. S. Afr.—1969.— V. 2.— P. 87—112.

Г. Л. КАШИНЦЕВ, Г. Б. РУДНИК

СТРОЕНИЕ ТРЕТЬЕГО СЛОЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ НА ПРИМЕРЕ ОФИОЛИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

В результате исследований Мирового океана в последнее десятилетие создана и приобрела большую популярность теория тектоники литосферных плит, которая в значительной мере изменила представление о динамике движения и генезиса современной океанической коры. Появление новой теории в геологии, естественно, привело к тому, что ее положения стали применяться и для решения проблем строения континентальных масс, особенно древних подвижных поясов, локализующихся в них.

Одним из наиболее известных палеозойских поясов такого типа является Урал. Традиционно офиолитовые комплексы Урала рассматривались как магматические тела, внедрившиеся по глубинному разлому на ранних стадиях прогибания и раскола континентальной коры. Горизонтальные перемещения континентальных масс при этом не учитывались. Офиолитовые комплексы по соотношению комплексов пород и металлогении подразделялись на две формации: дунит-гардбургитовую и дунит-пироксенит-габбровую. Первая связывалась с дифференциацией ультраосновной магмы, вторая — базальтов. Ассоциирующие с перидотитами комплексы базальтов, долеритов и габбро в силу их высокой степени метаморфизма и тектонизации, как правило, изучались обособленно, вне связи с вышеназ-

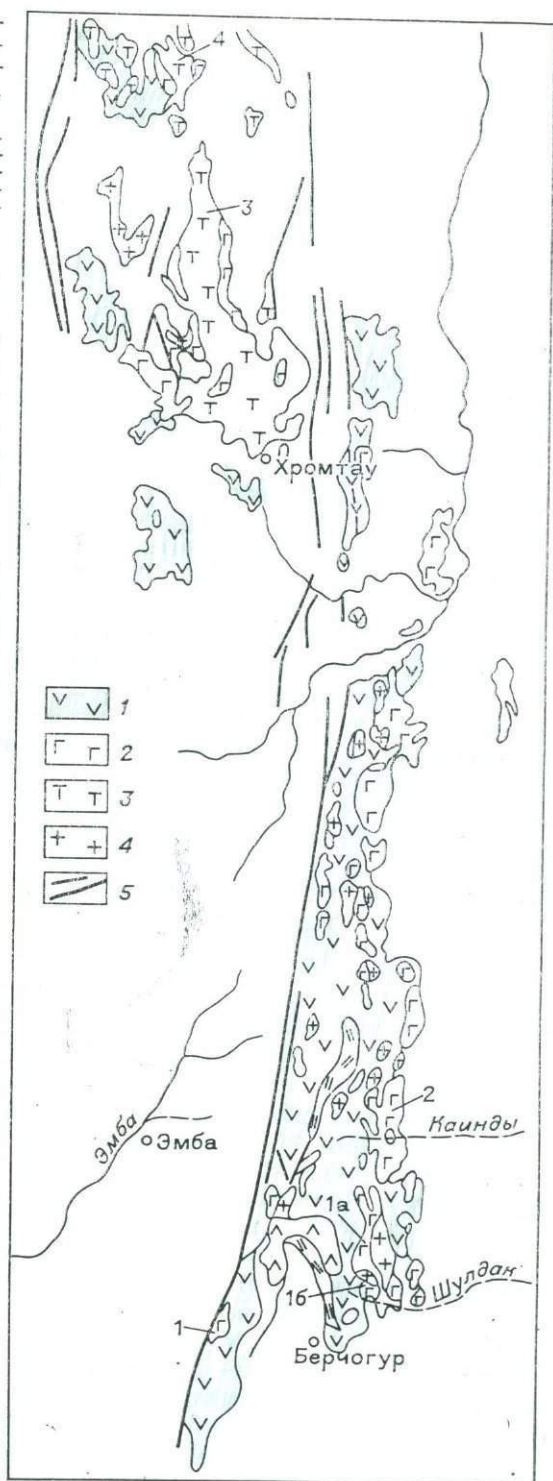
Рис. 1. Схема положения офиолитовых комплексов Южного Урала. Составлена на основе Геологической карты Казахской ССР, М 1 : 500 000 [1981].

1 — метабаазальты, метадолериты; 2 — габброиды; 3 — перидотиты; 4 — граниты; 5 — разломы. Массивы: 1 — Бахтыбайский, 1а — Сарлыбайский, 1б — Жангабынский, 2 — Каиндинский, 3 — Кемпирсайский, 4 — Хабаровинский.

ванными породами. Создалось мнение о разновозрастности базитовых и ультрабазитовых пород и их различном генезисе. Однако продолжающиеся исследования океанов дают право и на другую точку зрения.

Собранная коллекция образцов, пространственное соотношение глубинных пород полностью отвечают набору пород офиолитовых ассоциаций континентов, что позволяет высказать оправданную гипотезу о генетической связи офиолитов ассоциаций континентов с древней океанической корой [Пейве, 1969]. Это положение блестяще подтверждено данными по многим регионам мира. Однако изучаемые аналоги в большой степени касались переходных зон континент — океан или современных подвижных поясов типа Средиземноморского. Более древние структуры с этой точки зрения изучены еще недостаточно. Тем не менее уже в 1973 г. С. Н. Иванов и другие на основании изучения комплекса даек диабазов выделили на Южном Урале, в Мугоджарах, древнюю океаническую кору, подчеркнув их полную геохимическую аналогию с долеритами и базальтами срединно-океанических хребтов. Позднее [Семенов и др., 1978] такого рода работы проведены в пределах Платинового пояса на Северном и Среднем Урале.

Изучение дайковых комплексов, их взаимоотношения с габбро-перидотитами позволили еще раз подтвердить мнение о наличии здесь океанической коры и развитии Урала как палеоокеанической структуры. В связи с этим термин «офиолитовая ассоциация» приобретает новый смысл, связанный с генетическим единством всех комплексов базит-ультрабазитового состава. Значительная сложность в решении вопроса о единстве офиолитовых комплексов объясняется высокой степенью их тектонизации, и в силу этого — частой пространственной их разобщен-



ностью, выпадением того или иного комплекса из разреза, совмещением в пространстве разновозрастных офиолитовых ассоциаций или их фрагментов. В целом возраст офиолитовых комплексов Южного Урала по многочисленным источникам датируется как среднеордовикский — нижнедевонский. Определения абсолютного возраста пород в пределах Хабарнинского массива [Варлаков, 1978] позволяют отнести время формирования гарцбургитовой и клинопироксенитовой интрузий к среднему ордовику. Время становления Кемпирсайского пояса определяется как ордовик — силур [Камалетдинов и др., 1981]. Недавними исследованиями в Мугоджарском районе установлено, что осадки, ассоциирующие с пиллоу-лавами, относятся к океанической коре среднего девона [Зоненшайн и др., 1983].

Таким образом, в трактовке генезиса офиолитов Урала есть еще некоторые противоречия и неясности. В связи с этим проведено более детальное комплексное изучение офиолитов на Южном Урале.

Офиолитовые комплексы Южного Урала протягиваются на 330 км от Бергогурской синклинали (р. Шулдак) до Хабарнинского массива (р. Урал). Южный отрезок (главным образом Каиндинский и сопряженные с ним массивы) прослеживается на 180 км, далее к северу, на отрезке около 40 км, офиолиты представлены только эффузивным комплексом, а их полный разрез появляется вновь в пределах Кемпирсайского и Хабарнинского массивов, протягивающихся непрерывной полосой на 12 км (рис. 1).

Исследование офиолитов Южного Урала, особенно их габбровой части, носит фрагментарный характер из-за пространственной разобщенности объектов. В связи с тем, что в настоящее время имеются нечеткие представления о характере перехода между вторым и третьим слоями океанской коры, наибольшее внимание уделено зоне перехода от дайкового комплекса к габбро в районе массива Бахтыбай. Более глубокие части разреза габбрового комплекса изучались на примере Каиндинского массива. Зона перехода габбро в перидотиты, т. е. так называемый полосчатый комплекс и нижележащие перидотиты, изучена в пределах Кемпирсайского и Хабарнинского массивов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА (МУГОДЖАРСКИЙ РАЙОН)

Массив Бахтыбай приблизительно на 60% сложен дайковым комплексом с отдельными выходами габбро в междайковых пространствах, т. е. габбро проявляется в дайковом поле в виде отдельных скринов. Такого рода взаимоотношения присущи в большей степени северной части массива. Габбровые участки среди даек имеют размеры в среднем около 5 м, причем характерной их чертой является следующая закономерность: габброиды вскрываются главным образом в руслах ручьев, в то время как на водораздельных участках преобладают долериты. Переход от существенно долеритового разреза к габбровому по вертикали составляет первые десятки метров (50—60 м). По-видимому, как петрографически, так и геофизически переход от второго к третьему слою довольно резкий.

В северной части массива габброиды картируются в виде отдельных «оконов» в руслах ручьев среди дайкового комплекса (рис. 2). В ряде случаев небольшие поля габброидов возможно выделить лишь условно, так как сплошного развития габбро на этих участках нет. Южная часть массива отличается от северной широким развитием габбро и незначительным количеством даек (10—20%). Граница между существенно дайковым комплексом и сплошными полями габброидов проходит где-то в средней части массива, причем нарастание габброидов и, соответственно, уменьшение долеритов происходит довольно резко.

По структурным и текстурным особенностям среди даек визуально можно выделить три типа.

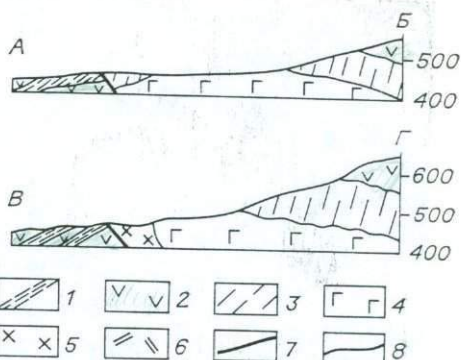
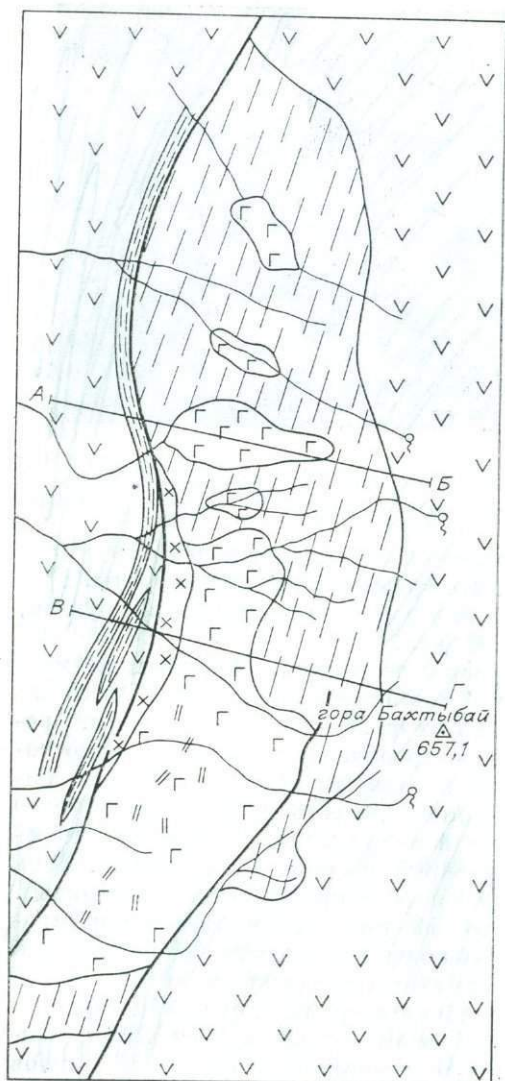


Рис. 2. Схематическая геологическая карта массива Бахтыбай.

1 — яшмы; 2 — базальты; 3 — долериты (дайковый комплекс); 4 — габбро; 5 — габбро-амфиболиты (зона вторичного наложения); 6 — плагиоклазиты (жилы); 7 — разломы; 8 — условные границы.

1. Дайки, сложенные порфиоровыми долеритами и габбро-долеритами, составляют около 10—15% общего количества даек. Наблюдаются как односторонние, так и двухсторонние закалочные контакты этих даек со среднезернистыми долеритами и габбро. В отдельных случаях по структурным признакам можно выделить контакт между дайками, сложенными порфиоровым габбро-долеритом и порфиоровым габбро. Этот контакт выражен зоной мощностью 3—4 см, где габбро-долерит имеет мелкопорфировую структуру. Зоны закалки как таковой нет. Отсюда можно предположить, что

вещество, которое формировало дайку, и вмещающий магматический субстрат, преимущественно плагиоклазосодержащая «каша», имели близкую температуру кристаллизации. Именно на основании такого рода взаимоотношений верхнюю часть габбрового разреза можно считать очаговой зоной, питающей дайковый комплекс.

Порфиоровые габбро-долериты по простиранию дайки нередко переходят в афировые среднезернистые долериты. Плагиоклаз в порфиоровых разностях центральных частей даек составляет около 30—40% объема пород. Размер зерен этого минерала в среднем составляет 7—8 мм. К контактам дайки размер и количество вкрапленников постепенно уменьшаются (3 мм, 10%), и порода приобретает редкопорфировую структуру (рис. 3, а). Зона контакта сложена афировым микродолеритом (см. рис. 3, б), мощность зоны закалки около 5—7 см. Порфиоровые дайки имеют в большинстве случаев довольно выдержанные простирания в северных румбах (аз. пр. $340 \pm 20^\circ$), падение, близкое к вертикальному, но есть и более пологие ($45-60^\circ$). Мощность даек порфиоровых габбро-долеритов в среднем составляет около 1 м.

Следует еще раз отметить особенность структурных переходов, т. е. переход в одной и той же дайке от порфиоровых структур в низах к среднезернистым афировым в верхах и афанитовым или микрозернистым долеритам в зоне закалки. Причем чем мощнее дайка, тем на большем про-

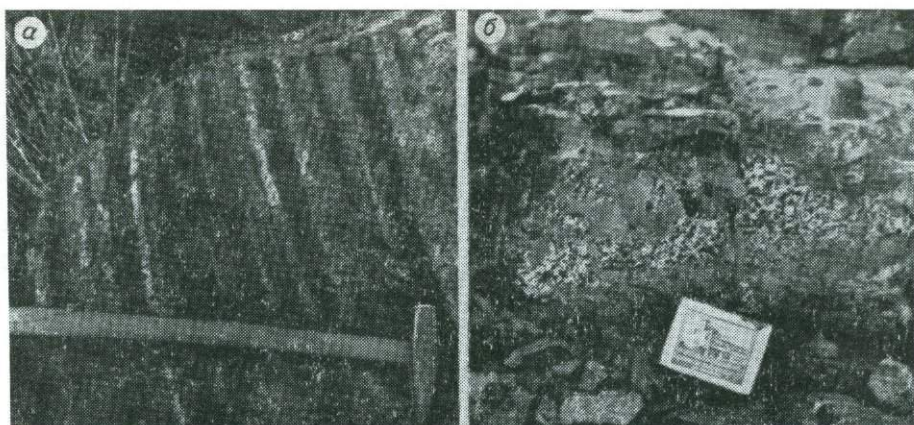


Рис. 3. Структурные особенности некоторых пород массива Бахтыбай.
 а — полосчатость в габбро; б — мелкие образования габбро-пегматитов по афировым долеритам.

тяжений по простиранию вверх прослеживается порфировая структура ее центральной части. Не исключено, что среднезернистые долериты, преобладающие в зоне перехода даек в лавы в водораздельных частях ручьев, представляют собой верхи порфировых даек.

2. Дайки среднезернистых афировых долеритов. По площади массива этот тип даек явно преобладает и составляет около 50—55% от их общего количества. Мощность их варьирует от 20—30 см до 1—1,5 м. Среди среднезернистых афировых долеритов преобладают восточные односторонние зоны закалки. Простирание даек главным образом северное, падение восточное, близкое к вертикальному, но есть и обратное, и более пологое. Породы равномерно-зернистые, в мощных (до 1,5 м) дайках центральные части раскристаллизованы до крупнозернистого долерита. Зона закалки составляет 5—7 см и представлена мелкозернистым долеритом.

Взаимоотношения среднезернистых афировых долеритов и порфировых разновидностей разнообразны. Наблюдаются активные контакты как со стороны первых, так и вторых. При статистических наблюдениях все же чаще встречаются активные контакты со стороны среднезернистых долеритов (см. рис. 3, б), причем они односторонни в подавляющем большинстве случаев. Характерным отличием порфировых и афировых долеритов является еще то, что в афировых разностях довольно часто можно встретить небольшие ксенолиты (5—7 см) порфировых габбро-долеритов и габбро. В порфировых дайках ксенолиты не наблюдаются.

3. Дайки афировых микродолеритов. Большая часть даек этого типа образует довольно мощные (в нижних частях до 5 м) тела с многочисленными апофизами, варьирующими по мощности от единиц до десятков сантиметров. Афировые микродолериты в подавляющем большинстве случаев имеют активные двусторонние контакты с порфировыми и афировыми среднезернистыми дайками, в них нередко встречаются мелкие ксенолиты всех вмещающих типов пород. Несомненно, что они в массе представляют собой продукт более поздних магматических инъекций. Однако считать их в значительной мере оторванными по времени внедрения от предыдущих двух типов даек, по-видимому, нельзя по следующим соображениям.

В одном из обнажений среди даек афировых и слабопорфировых долеритов зафиксирована магматическая брекчия, состоящая из оплавленных обломков указанных пород, а также собственно афировых микродолеритов (около 30% количества обломков). Размер обломков от 1—2 до 20 см в поперечнике, цементирующая масса — мелкозернистый долерит, аналогичный по структуре обломкам. Наличие такой брекчии свидетельствует о том, что среднезернистые долериты и афировые микродолериты — продукты единого магматического очага и по времени внедрения относительно близки.

В целом наблюдения над характером взаимоотношений между различными типами пород (см. рис. 3) показывают, что при общей тенденции в смене по времени внедрения порфировых долеритов афировыми отмечается некоторая сложность и хаотичность их взаимоотношений. На фоне трех или по крайней мере двух этапов внедрения очередных порций магмы в промежутках между массовой подачей вещества продолжались отдельные инъекции, что и создало пестроту взаимоотношений между выделенными типами пород.

Вызывает некоторое сомнение формирование афировых микродолеритов на глубине совместно с хорошо раскристаллизованными типами субвулканических пород. Этот факт может быть объяснен лишь тем, что магма, питающая микродолериты, была перегрета и внедрилась в относительно холодные породы. Быстрое ее застывание и приводило к формированию микродолеритовых структур. В целом, однако, магматизм носил импульсный, при сравнительно близком по времени проявлении отдельных импульсов, характер, и питающей средой служил, вероятно, один и тот же магматический очаг.

С востока дайковый комплекс закономерно вверх по разрезу переходит в базальты с типичной трубообразной формой пиллоу-лав. Эффузивы занимают гипсометрически наиболее повышенные участки исследуемого района. Дайковый комплекс выходит в холмистых предгорьях. Габброиды, как уже отмечалось, проявлены в руслах ручьев или — сплошными полями — в более эродированной южной части района. Таким образом, устанавливается четкая зависимость между геоморфологией района и геологическим его строением, что хорошо видно на приведенных разрезах (см. рис. 2).

Вскрытие габброидов в руслах ручьев, незначительный перепад высот между существенно дайковой и габброидной частями разреза свидетельствуют о довольно пологом залегании зоны рездела дайковый комплекс — габбро. При такой интерпретации получается, что дайковый комплекс имеет мощность порядка 100—200 м (см. рис. 2).

Главной чертой массива Бахтыбай является тесное сочетание пород дайкового комплекса с краевыми фациями габброидного плутона. Габброидной фации представлены крупнопорфировыми разностями, состоящими из таблитчатых размером до 10 мм вкрапленников плагиоклаза, количество которых варьирует от единиц до 40—50% объема породы (см. рис. 3, 2). В отдельных случаях оно достигает 90%, и породы переходят в плагиоклазиты. Окружающий плагиоклазы мезостази по степени раскристаллизации изменяется от тонкозернистого в наиболее закаленных прикровлевых частях массива до средне- и крупнозернистого клинопироксенового агрегата в глубоко эродированных участках, где порода приобретает вид типичного крупнозернистого габбро. В отдельных случаях среди габбро наблюдается ритмичная полосчатость (см. рис. 3, а), обусловленная неравномерной концентрацией вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена, что, скорее всего, связано с кумулятивным отделением плагиоклаза в магматической камере.

Среди габброидов встречаются маломощные линзы (10—20 см) габбро-пегматитов (см. рис. 3, 2) и жилки (1—5 см) плагиогранитов. Эти образования свидетельствуют о проявлении процессов дифференциации с обособлением незначительного количества остаточного кислого расплава. Такого рода мелкие жилки кислых пород известны в современных рифтовых системах океанов, где они, по мнению авторов, связаны именно с дифференциацией толеитовой магмы [Engel, Jisher, 1975].

В южной, более эродированной, части массива, преобладают лейкократовые порфировые габбро с крупнозернистыми структурами, в которых зерна клинопироксена достигают 5 мм. Лейкогаббро тесно ассоциируют с плагиоклазитами, составляющими здесь уже значительную часть (до 5—10%) общей вскрытой площади габброидов. Плагиоклазиты проявляются как в виде резких инъекций, так и тел, постепенно переходящих в лейкократовые габбро.

Таким образом, переход дайкового комплекса в габбровый представляет собой маломощную (десятки метров) зону, в которой отмечаются сложные взаимоотношения между габброидами и дайками метадолеритов. Эти взаимоотношения указывают в первую очередь на то, что питающей магматической средой была верхняя часть камеры, так как вниз по разрезу количество даек резко уменьшается и основная масса их располагается в порфириновых габбро самой верхней части массива. Однако присутствие даек в более глубоких горизонтальных порфириновых габбро свидетельствует о том, что фронт кристаллизации со временем незначительно варьировал по вертикали. Очевидно, когда самая верхняя (первые десятки метров) часть магматической камеры закристаллизовывалась, то дополнительные по объему инъекции магмы поступали снизу, прорывая уже консолидированную апикальную ее часть. Массовая подача магмы, формирующей дайковый комплекс, происходила, вероятно, на ранних этапах до кристаллизации плагиоклаза. В связи с этим большая часть дайкового комплекса представлена афировыми среднезернистыми долеритами. По мере флотации выделяющегося из расплава плагиоклаза последующие порции магмы формируют порфириновые долериты, которые зачастую имеют активные контакты с афировыми разностями. Однако, поскольку процесс кристаллизации магмы был непрерывным, наблюдаются достаточно сложные взаимоотношения между этими типами пород.

Механизм формирования дайкового комплекса в соответствии с изложенным представляется в следующем виде. Происходит массовое внедрение по системе трещин «афировой магмы» с образованием главным образом афировых среднезернистых долеритов. Трещины представляют собой как бы сужающийся кверху канал магматической камеры. По мере остывания расплава в камере кристаллизуется плагиоклаз и формируются дайки порфириновых габбро-долеритов. Довольно часто наблюдаемый постепенный переход порфириновых даек в афировые свидетельствует о наличии процессов дифференциации не только в самой камере, но и в нижней части трещин, заполненных магмой.

Массив Каинды (Мугоджарский район). Цель работ на массиве — изучение строения более глубоких горизонтов разреза офиолитового комплекса Мугоджарского района, а также сопоставление пород этого разреза с породами, слагающими третий геофизический слой коры современных океанов.

Этот крупнейший габбровый массив Южного Урала меридионально протягивается вдоль восточной границы Западных Мугоджар с Мугоджарским антиклинорием более чем на 70 км. Ширина выхода габбровых пород 10—15 км.

В 60-е годы он детально изучался А. Т. Тельгузиевым, составившим подробную геолого-петрографическую карту и давшим достаточно полное описание его геологии, петрографии и петрохимии. По А. Т. Тельгузиеву [1969], массив представляет собой крутопадающую залежь, внедрившуюся по разлому, разделяющему палеозойские эвгеосинклинальные отложения Западных Мугоджар от пород Восточно-Мугоджарского антиклинория.

Преобладающими разностями пород здесь являются габбро-нориты. Они образуют плавные переходы в нормальные габбро и оливиновые габбро-нориты. Все эти разности в областях, удаленных от внедрения более поздних жильных тел плагиогранитного и гранитного состава, сохраняют относительно свежий облик. В поле плагиогранитных и гранитных инъекций они подвергаются интенсивной переработке, превращаясь в такситовые габбро-амфиболиты.

Габброидный массив пронизан множеством дайковых и жильных тел преимущественно субмеридионального простирания. Среди них выделяются близкие по возрасту или одновозрастные дайковые тела мелко- и среднезернистых долеритов, габбро-долеритов, габбро-порфиритов, габбро-норитов, оливиновых габбро-норитов, плагиоклазитов, а также более поздние образования нижнедевонских плагиогранитов и нижнекаменноугольных

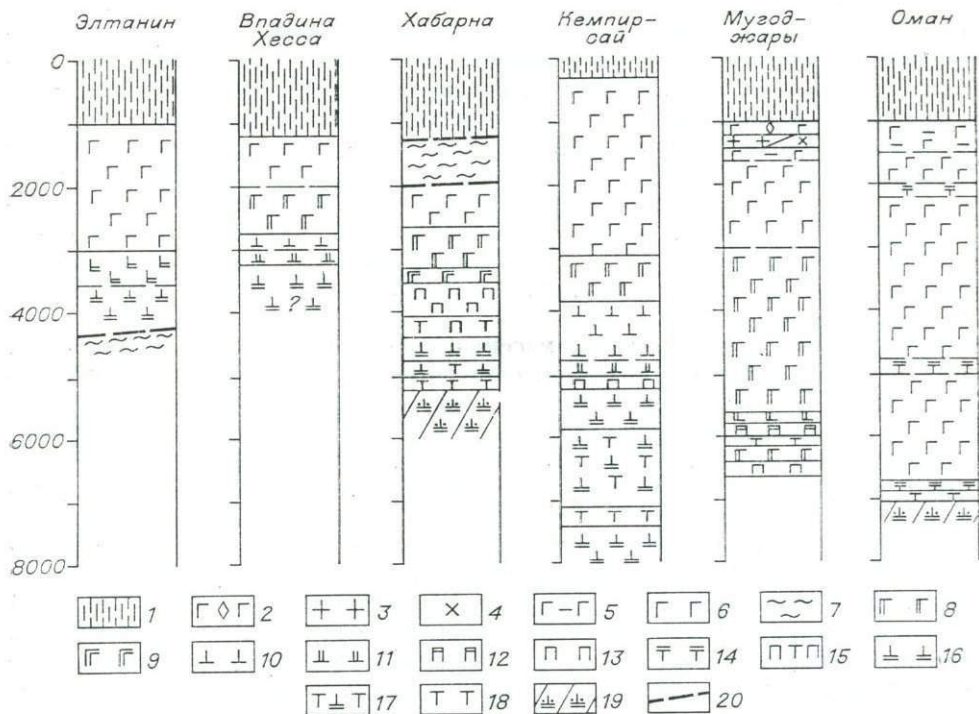


Рис. 4. Сопоставление разрезов офиолитов Южного Урала (по [Варлаков, 1978; Ефимов, Ефимова, 1974; Перфильев, 1979; данные авторов]), Омана (по [Pallister, Hopson, 1981]) и некоторых современных океанических областей (данные авторов).

1? — дайки долеритов и метадолеритов; 2 — порфиоровое габбро; 3 — плагиогранит; 4 — кварцевый диорит; 5 — роговообманковое габбро; 6 — габбро; 7 — амфиболит; 8 — габбро-норит; 9 — тьялит; 10 — троктолит; 11 — плагиоклазовый оливинит; 12 — плагиоклазовый пироксенит; 13 — пироксенит; 14 — верлит; 15 — чередование дунитов и пироксенитов; 16 — порфиоровый гарцбургит; 17 — дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс; 18 — дунит; 19 — гарцбургит реститовый; 20 — тектонические нарушения.

К — Na гранитоидов. Наиболее распространены дайки мелко- и среднезернистых долеритов. Они широко развиты как в периферических частях самого массива, так и во вмещающих его эффузивных толщах. Следует подчеркнуть, что именно обрамляющая массив с запада толща вулканитов, содержащая многочисленные дайки долеритов, непрерывно прослеживается на юг, до р. Шулдак, в береговых обнажениях которой четко установлены тесные генетические взаимоотношения подушечных лав и питающих их даек.

Дайки среднезернистых габбро, габбро-норитов, оливиновых габбро-норитов, габбро-пегматитов распространены в основном внутри массива и, как правило, ассоциируются по составу с вмещающими их интрузивными аналогами.

Разрез верхней, прикровлевой, части габброидного тела наиболее полно можно наблюдать в районе западного контакта, в бассейне р. Кайнды. Так же, как и на Бахтыбайском массиве, разрез здесь начинается пачкой субпараллельных долеритовых даек, содержащих многочисленные скверны габбро. Долериты и габбро в значительной мере амфиболитизированы и переходят в габбро-амфиболиты, что часто нарушает и затушевывает первичное соотношение пород.

Верхняя часть собственно габбрового тела на глубину 1,5—2 км сложена средне-крупнозернистыми нормальными габбро, чередующимися с габбро-норитами (рис. 4). Этому участку разреза массива свойственна четкая ритмическая полосчатость пород. В обнажениях она проявляется чередованием полос мощностью 2—7 м более лейкократового и более меланократового состава. Внутри каждой полосы наблюдается полосчатость более мелкого порядка мощностью 10—20 см, а в лейкократовых ритмах часто можно видеть прослой в 1—2 см. Полосчатость пород подчеркивает-

ся и линейной ориентировкой плагиоклаза и цветных минералов, вытянутых параллельно простиранию слоев. Падение полосчатости в этой части разреза 40—45° на запад, т. е. под вышележащие вулканогенные толщи. Возможно, что такие крутые наклоны падения полосчатости связаны не только с положением самой Кайндинской интрузии в восточном крыле синклинальной структуры, но и с первичным неровным рельефом ее кровли. Очевидно, этим и объясняется тот факт, что более глубокие горизонты габброидного тела, сложенные оливиновыми габбро-норитами, обнажаются в массиве не в восточной части, а образуют ряд изолированных изометричных в плане выходов, цепью протягивающихся вдоль осевой части плутона.

Еще более глубокие части массива, представленные ультрабазитами, можно наблюдать в его северном окончании, на р. Борлы. Плохая обнаженность этого района не позволяет выяснить его геологическую структуру и изучить соотношения ультраосновных пород с вышележащими габброидами. Возможно, ультраосновные породы здесь выведены на поверхность в более приподнятом тектоническом блоке. Выход небольшого (до 1,5 км в поперечнике) тела ультраосновных пород расположен в правом борту долины р. Борлы, в 9 км к юго-западу от пос. Борлы. Тело преимущественно сложено крупнозернистыми, крупнокристаллическими плагиоклазовыми вебстеритами, содержащими отдельные разобщенные линзы апоперидотитовых серпентинитов. Серпентиниты на свежем сколе черные, содержат вкрапленники крупных кристаллов замещенных баститов ромбического пироксена. Кроме того, среди перидотитов выделяются [Абдулин, 1973] плагиоклазовые верлиты, дуниты и горнблендиты. Последние, как и на Кемпирийском массиве, вторичны по пироксенитам.

Как справедливо отмечают А. Т. Тельгузиев [1969] и А. А. Абдулин [1973], пироксениты и перидотиты Мугоджарского района, находящиеся в тесной ассоциации с габброидами, являются производными базальтовой магмы. На генетическую связь между ними указывают приуроченность перидотитов к крупным дифференцированным интрузиям габбро, наличие в перидотитах плагиоклазовых разновидностей по составу переходных к габброидам, близость состава пироксенов в габбро и ультрабазитах, более железистый состав темноцветных породообразующих минералов по сравнению с перидотитами «альпинотипных» массивов.

Геологическое и петрографическое изучение магматических пород Мугоджар показало, что здесь присутствуют все магматические комплексы, присущие современной океанической коре. Верхи разреза занимают пиллоу-лавы существенно плагиоклазовых базальтов толеитового состава. Базальтовые потоки вниз по разрезу сменяются дайковым комплексом, корни последних размещаются в апикальной части габбрового массива, где между различными структурными типами габброидов и дайками существуют сложные взаимоотношения, связанные с пульсационной подачей магмы из магматической камеры.

В различных участках Бахтыбайского и Кайндинского габбровых массивов можно наблюдать закономерную смену пород сверху вниз. Самые верхи перидотит-пироксенит-габбрового полосчатого комплекса слагают кумулятивные плагиоклазовые порфиновые габбро, варьирующие по составу в зависимости от количества выпавшей из расплава плагиоклазовой фазы. Хорошо выраженной полосчатости в этой части разреза не наблюдается, отмечается по вертикали смена габброидов с различными структурами, от существенно порфировых крупнозернистых до слабопорфировых среднезернистых. Изменение структур связано, по-видимому, с неравновесной обстановкой кристаллизации магмы в верхних частях камеры.

Вниз по разрезу порфиновые габброиды сменяются преимущественно равномерно-зернистыми роговообманковыми и обычными габбро, в которых наблюдаются элементы полосчатости за счет однонаправленной ориентировки породообразующих минералов, главным образом плагиоклаза. В области перехода от порфировых габбро к равномерно-зернистым ши-

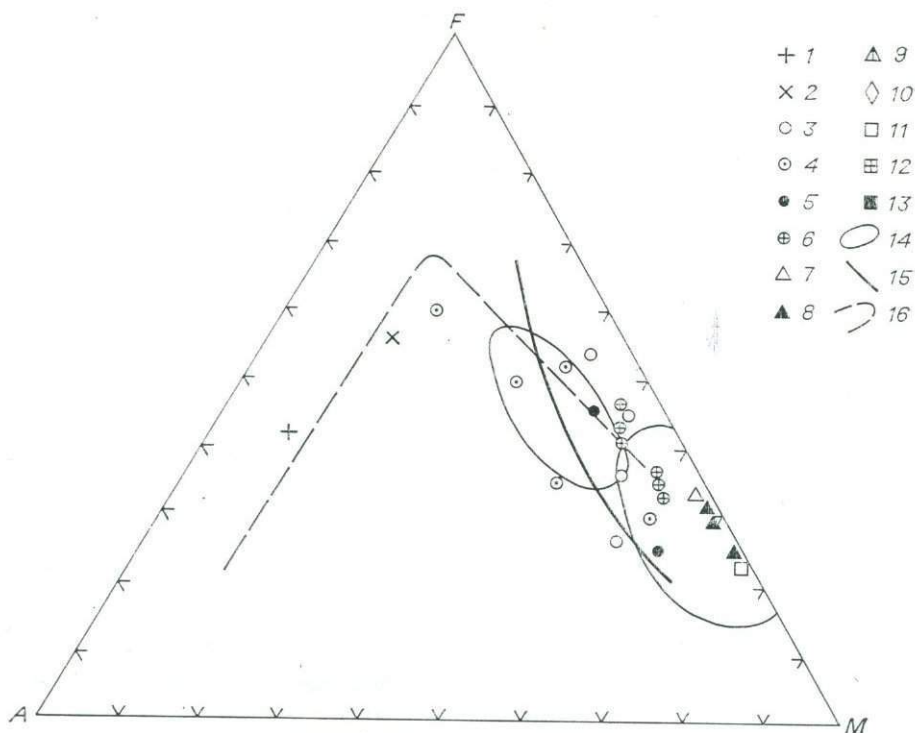


Рис. 5. Положение точек составов пород Мугоджарских офиолитовых комплексов на диаграмме АФМ. Составы пород нанесены по данным авторов с использованием материалов А. Т. Тальгузиева и А. А. Абдулина с соавторами [1975, 1977].

Здесь и на рис. 6, 8, 9, 11, 12: 1 — плагиогранит, 2 — кварцевый диорит; 3 — роговообманковое габбро; 4 — габбро; 5 — габбро-норит; 6 — оливиновое габбро; 7 — тылаит (плагиоклазовый вебстерит); 8 — пироксенит; 9 — оливиновый клинопироксенит; 10 — троктолит; 11 — верлит; 12 — гарцбургит; 13 — дунит; 14 — поля абиссальных толеитов и глубоких кумулятивных пород океана; 15 — линия дифференциации габбро Средне-Атлантического хребта [Miyashiro et al., 1970]; 16 — линии дифференциации толеитовых базальтов Гавайского типа [Macdonald, 1968].

роко развиты линзовидные тела плагиоклазитов. Значительно реже отмечаются плагиодиориты, их кварцевые аналоги и маломощные жилки плагиогранитов. Рвущих даек в этих породах уже практически нет, т. е. питание дайковым комплексом лавовых горизонтов происходит до определенного предела глубины камеры. В дальнейшем раскристаллизованная верхняя часть магматической камеры служит как бы непроницаемой крышей, и происходит медленная кристаллизация расплава с накоплением непосредственно под твердой кровлей дифференциатов с кислым уклоном. Сравнительно медленная кристаллизационная дифференциация расплава приводит к формированию ритмично построенных толщ габброидов. Мощность ритмов около 5—8 м, внутри них отмечается более маломощная полосчатость (слоистость), выраженная в чередовании лейко- и меланократовых габброидов, мощность таких слоев колеблется в пределах 5—20 см.

Вниз по разрезу, судя по отдельным наблюдениям, мощность ритмов увеличивается, тонкая слоистость пропадает и, например в оливиновых габбро-норитах и оливиновых габбро, видна скрытая полосчатость, которая подчеркивается ортогональной ориентировкой породобразующих минералов.

Оливиновые габбро и габбро-нориты сменяются вниз по разрезу пироксенитами различного состава с линзами серпентинитов. Очень плохая обнаженность не позволяет наблюдать какой-либо полосчатости в этих породах, однако присутствие перидотитов среди пироксенитовых пород без видимых тектонических взаимоотношений, очевидно, обусловлено слоистым их распределением.

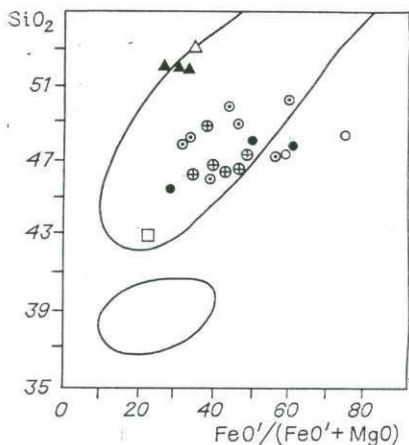


Рис. 6. Положение точек составов магматических пород Мугоджарских офиолитовых комплексов на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}'/\text{FeO}' + \text{MgO}$.

Верхнее поле — основные кумуляты офиолитов, нижнее — ультраосновные кумуляты, по [Кулману, 1979].

Приведенный разрез идентичен многим разрезам офиолитов, относимых к океанической коре. Набор пород, смена их в пространстве, состав — все свидетельствует о том, что в изученном районе Мугоджар обнажается древняя океаническая кора.

Петрохимические данные глубинных пород офиолитовой ассоциации Мугоджар показывают, что все разнообразие образуют последовательный ряд дифференцированных пород на тренде дифференциации толеитовой магмы (рис. 5). Незначительные отклонения отдельных анализов в поле субщелочных пород связаны, скорее всего, с их измененностью или метасоматической природой, как, например, анализ амфиболизированного метадолерита. Очень показательны присутствие среди габброидов железистых разновидностей, что вообще характерно для дифференциатов толеитовой магмы.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}'/\text{FeO}' + \text{MgO}$ (рис. 6) подавляющее число анализов ложится в поле основных кумулятов офиолитовых комплексов океанической коры. Исключение составляют опять же амфиболизированный метадолерит, роговообманковое габбро, возможно, имеющее также вторичное происхождение, и один анализ габбро-долерита, возможно, связанного с дайковым комплексом.

Определенной спецификой магматитов офиолитовой ассоциации Южного Урала являются широко развитые в них процессы амфиболизации и габброизации, образующие в результате габбро-амфиболиты. Эти породы, характеризующиеся однообразием минералогического состава и структурно-текстурных особенностей, тем не менее часто в геологической литературе получают разные названия: метагаббро, роговообманковое габбро, роговообманковые габбро-пегматиты. Еще в 50-е годы при изучении комплекса этих пород в массивах Приполярного и Полярного Урала В. Ф. Морковкиной доказана их метасоматическая природа. Многочисленными исследованиями установлено, что габбро-амфиболиты образуются за счет изохимического или близкого к изохимическому метасоматического преобразования основных изверженных пород при воздействии на них водосодержащих флюидов, имеющих температуру 500—600°C. В Войкаро-Сынынском массиве Полярного Урала Р. Г. Язевой [1978] в габбро-амфиболитах отмечены реликтовые участки долеритов дайкового комплекса. Эти данные позволяют предположить, что во многих местах Урала значительные объемы дайкового комплекса и частично габброиды метасоматически переработаны и замещены петрохимически близкими к ним габбро-амфиболитами. Этот процесс имеет на Урале региональные масштабы.

Процессы габбро-амфиболизации изучены на Жанганьинском, Сарлыбайском и Каиндинском габбровых массивах (см. рис. 1). Особенно четко они проявлены в Жанганьинском массиве по р. Шулдак и Каиндинском по р. Каинды.

Наблюдения взаимоотношений габброидов и дайкового комплекса на р. Шулдак показали, что габброиды имеют метасоматическую природу и габброизация развивается по дайковому комплексу. В пользу этого вывода свидетельствуют следующие данные. Повсеместно в приконтактных частях габбро и метадолеритов наблюдаются постепенные структурные переходы от долеритов даек к массивным габброидам. На правом борту

р. Шулдак в контакте габбрового тела и даек в последних наблюдаются пятнистые участки раскристаллизации с образованием габбро-долеритовых структур. По направлению к главному телу габброидов эти участки сливаются в сплошное поле, степень раскристаллизации увеличивается, среди среднезернистых габбро-амфиболитов остаются изометрические пятна мелко- и среднезернистых долеритов.

Процессы габброизации в тесной связи с жилами плагиодиоритов наблюдаются в массиве Сарлыбай по руч. Асдисай. Силлы базальтов, хорошо препарированные эрозией, выходят на поверхность в виде пологих ровных покровов. Силлы в отдельных участках секутся маломощными (до 5—10 см) жилками плагиоклазитов, в контакте этих жил базальты превращены в габбро-амфиболиты. Большая часть их образует пятнистые участки в силлах, иногда почти полностью замещая последние. При этом формируются такситовые структуры.

Особенно отчетлива непосредственная связь габброизации с кислыми породами на Каиндинском массиве, в южной его части, на р. Каинды. Характерно для разреза обилие плагиогранитов и аплитов, которые слагают жилы, дайки и крупные, мощностью до 200 м, тела. При детальном ознакомлении с западной частью массива выясняется, что большая часть габбро представляет собой дайки долеритов, подверженных габброизации, аналогичной той, что наблюдается по р. Шулдак. Здесь встречаются блоки пиллоу-базальтов. Так же, как и дайки метадолеритов, эти породы подвержены интенсивной метасоматической переработке с образованием конечного продукта — такситовых и часто пегматоидных габбро-амфиболитов.

Изложенные данные по изучению процессов метасоматического преобразования пород дайкового комплекса и габброидов в Мугоджарском районе показывают, что, несмотря на несколько меньшие масштабы по сравнению с другими районами Урала, эти процессы, несомненно, достаточно широко проявлены.

Возникает вопрос о наличии этих процессов при изменении магматических пород в современном океане. Они предположительно могут наблюдаться в области срединных хребтов и непосредственно сопутствовать процессам наращивания океанических плит; в океанических плитах по мере их продвижения к зонам субдукции; в зонах субдукции. Рассмотрим возможность проявления процессов преобразования в габбро-амфиболиты пород второго и третьего слоев океанической коры в каждом из предполагаемых случаев.

В настоящее время накоплен достаточно большой фактический материал, позволяющий считать, что метасоматическое образование пород в структурах срединно-океанических хребтов с формированием габбро-амфиболитов не имеет таких масштабов, как в древних океанических структурах. Данные по амфиболитам океанических областей [Плошко, Богданов, 1972; Бонатти и др., 1973; Канн, 1973; Миясиро и др., 1973; Кашинцев, Фрих-Хар, 1978] свидетельствуют об ином их генезисе. Как правило, эти амфиболиты образуются локально при дроблении, милонитизации габброидов вдоль трансформных разломов. Исключение составляют габбро-амфиболиты по долеритам на хр. Палмер [Канн, 1973] и амфиболитовые сланцы, связанные с надвиговой тектоникой в разломе Элтанин [Кашинцев, Жданов, 1981].

В океанических плитах, в пределах абиссальных впадин, т. е. в разрезах так называемой «нормальной» океанической коры, эти процессы также не фиксируются, их нельзя отрицать в районах внутриплитового вулканизма, но прямых данных на этот счет нет.

Представляется, что этот процесс наиболее возможен в зонах субдукции, так как опускающаяся плита в первую очередь претерпевает процесс дегидратации с отделением огромных масс перегретых паров воды, необходимых для метасоматического преобразования. Кроме того, при островодужном магматизме широко развит кислый вулканизм, сопровождающийся повышенным флюидным режимом.

Кемпирсайеккий массив сложен главным образом гарцбургитами и дунитами, причем последние содержат значительные по мощности хромитовые тела [Павлов и др., 1968; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973]. Габбровый комплекс офиолитовой ассоциации этого района (см. рис. 1) сложен сугубо ориентировочно габбро в верхах разреза и троктолитами в низах (см. рис. 4), троктолиты слагают кровлю собственно Кемпирсайекского массива [Ефимов, Ефимова, 1974; Абдулин и др., 1975, 1977; Ферштатер и др., 1982].

Верхние части разреза офиолитовой ассоциации довольно неплохой обнаженности наблюдаются в верховьях р. Четвертый Тассай, которая пересекает часть габбрового комплекса, обрамляющего массив с запада. Разрез сверху вниз здесь начинается с кремнистых сланцев видимой мощностью около 200 м, которые по тектоническому контакту граничат с сильно дислоцированными эффузивами. В породах с трудом реставрируются первичные овалы формы магматических труб и потоков с элементами «морщинистой» поверхности, образованной при течении лавы. Мощность базальтов около 200 м. Эффузивная часть разреза явно сокращена за счет тектоники. Контакт с нижележащими мелкозернистыми афировыми метадолеритами также тектонический, т. е. эффузивы в виде маломощного клина закатаны между кремнистыми сланцами и метадолеритами (диабазами). Долериты прослеживаются по берегам реки на 800 м, причем в самом русле наблюдаются выходы сильно выветрелых и тектонизированных габбро, которые секутся дайками метадолеритов с неплохо сохранившимися зонами закалки. Выход габбро в эрозионных окнах неглубоко врезанного русла реки свидетельствует о пологой линии контакта габбро с дайковым комплексом. Непосредственный контакт габбро с метадолеритами тектонический. Зона меланжа сложена разноразмерными будинами различных габброидов (габбро, оливниновое габбро, габбро-пегматит), обтекаемых тонкорассланцованным, перетертым материалом тех же пород. Залегание зоны также крайне пологое, так как зона будинажа вскрыта в русле реки, а выше в бортах наблюдаются выходы разнозернистых полосчатых меланократовых габброидов.

Далее на восток, почти до слияния с р. Каргала, наблюдаются выходы габбро. Среди них преобладает обычная клиноспроксеновая разновидность, частично актинолитизированная и хлоритизированная. В верхних частях разреза отмечаются ритмы мощностью в первые сотни метров, сложенные лейко- и меланократовыми габброидами. Суммарная мощность габбро по р. Четвертый Тассай около 3 км.

Более глубокие части разреза габбрового комплекса вскрываются в низовьях р. Шандаша. Разрез здесь начинается с габбро, в которых отмечаются маломощные (первые метры) прослои оливинсодержащих разновидностей. Полосчатость в габбро обусловлена изменением структур пород, в отдельных слоях от средне- до крупнозернистой, и сменой лейко- и меланократовых прослоев, мощностью в первые десятки сантиметров. Вниз по разрезу габбро и оливниновое габбро сменяются оливниновыми габбро-норитами, в которых отмечаются небольшие (20—40 см) линзовидные выделения троктолитов. По тектоническому контакту габбро-нориты граничат со сплошным полем троктолитов, в которых оливин полностью замещен тремолит-хлоритовым агрегатом и только в отдельных небольших участках сохраняются его реликты среди серпентинизированной массы, замещающей минерал.

В троктолитах отмечаются ритмы мощностью около 100 м, состоящие из лейко- и меланократовых (5—10 м) пород. В свою очередь, в ритмах выделяются слои по 0,2—2 м, сложенные чередующимися разнозернистыми лейко- и меланократовыми прослоями. В крупнозернистых троктолитах отмечаются кристаллы плагиоклаза с кумулятивными ядрами, обрастающими адкумулятивными зонами [Абдулин и др., 1977]. По составу плагиоклаз относится к битовниту (An_{85-90}) [Ефимов, Ефимова, 1974], а оливин изменяется от Fa_{12} до Fa_{18} [Ефимов, Царицын, 1974]. Второстепенные пороодообразующие минералы в троктолитах представле-

ны клинопироксеном (до 10%) и хромшпинелидом (1%). В целом вниз по разрезу минеральные соотношения в породах изменяются с нарастанием количества оливина (до 81%) и переходом троктолитов в плагиоклазовые оливиниты.

На р. Шандаша троктолиты по мощной зоне меланжа с блоками эффузивов, кремнистых сланцев и долеритов контактируют с порфировыми гарцбургитами, включающими прослой ортопироксенитов. Природа этих гарцбургитов пока неясна, однако структуры и состав минералов (количество энстатита в них достигает 30%) дают основание предполагать их кумулятивную природу. А. С. Варлаков [1975], выделяя эти гарцбургиты, считает, что они в отличие от гарцбургитов «альпинотипных» массивов относятся к «габброидным гарцбургитам», т. е. породам, связанным с базальтовой магмой. Действительно, близкая к идиоморфной форма кристаллов ортопироксена, его размеры (2—10 мм), довольно высокие содержания в породе (до 30%) по сравнению с гарцбургитами реститового генезиса (в среднем 10—15%), более железистый их состав — Fa_{10-17} [Москалева, 1974], наличие неясновыраженной полосчатости, обусловленной варьирующими содержаниями ортопироксена в гарцбургитах и полос ортопироксенитов (в крупнозернистых типах зерна до 20—30 мм) — все говорит о том, что эту часть разреза представляют так называемые «верхние» гарцбургиты кумулятивного генезиса. Кроме того оливин в зависимости от его содержания в породе, которое изменяется от 90 до 50%, меняет свой состав от Fa_6 до Fa_{15} (рис. 7).

Ниже по разрезу, по данным многих исследователей, наблюдается дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс с нарастанием дунитов с небольшой примесью энстатита в низах разреза. Для дунит-гарцбургитовой части разреза также характерно изменение состава породообразующих минералов [Москалева, 1974] (см. рис. 7). Отмечается такая закономерность: с увеличением содержания в породе энстатита (вверх по разрезу) увеличивается его железистость. То же свойственно оливину, но уже с его уменьшением в породе. В дунитах с единичными зернами ортопироксена и без них оливин имеет состав Fa_{2-6} . Точных данных о химизме этих минералов в подстилающих гарцбургитах (реститовых) нет. Однако, судя по многочисленным наблюдениям, они близки оливинам и ортопироксенам в дунит-гарцбургитовом полосчатом комплексе. Химические составы габброидов р. Четвертый Тассай [Ферштатер др., 1982] и троктолитов р. Шандаша [Ефимов, Ефимова, 1974] отличаются крайне низкими содержаниями щелочей (рис. 8). Все без исключения анализы располагают правее линии дифференциации габбро для Срединно-Атлантического хребта. В то же время для пород Кемпирсайского массива характерны высокие содержания MgO и, соответственно, отсутствие железистых дифференциатов, что отличает их от пород габбрового комплекса Мугоджарского района. Явное преобладание магнезиальных пород в офиолитовой

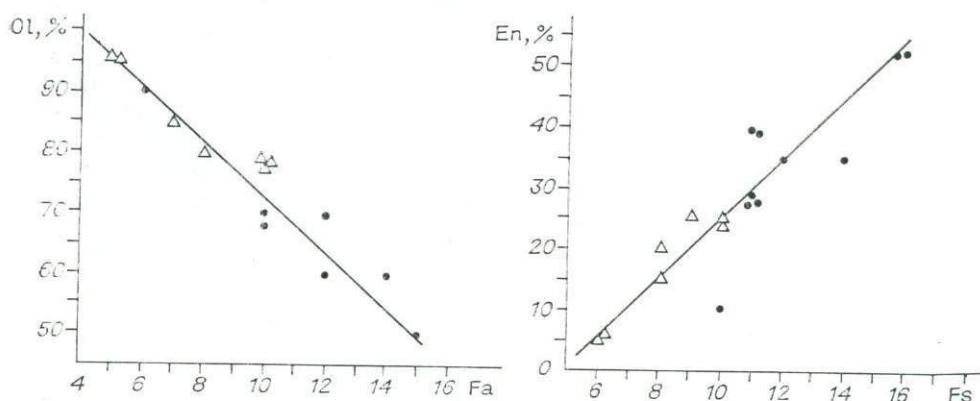


Рис. 7. Изменение составов оливина (кружки) и энстатита (треугольники) в гарцбургитах и дунитах Кемпирсайского массива, по [Москалева, 1974].

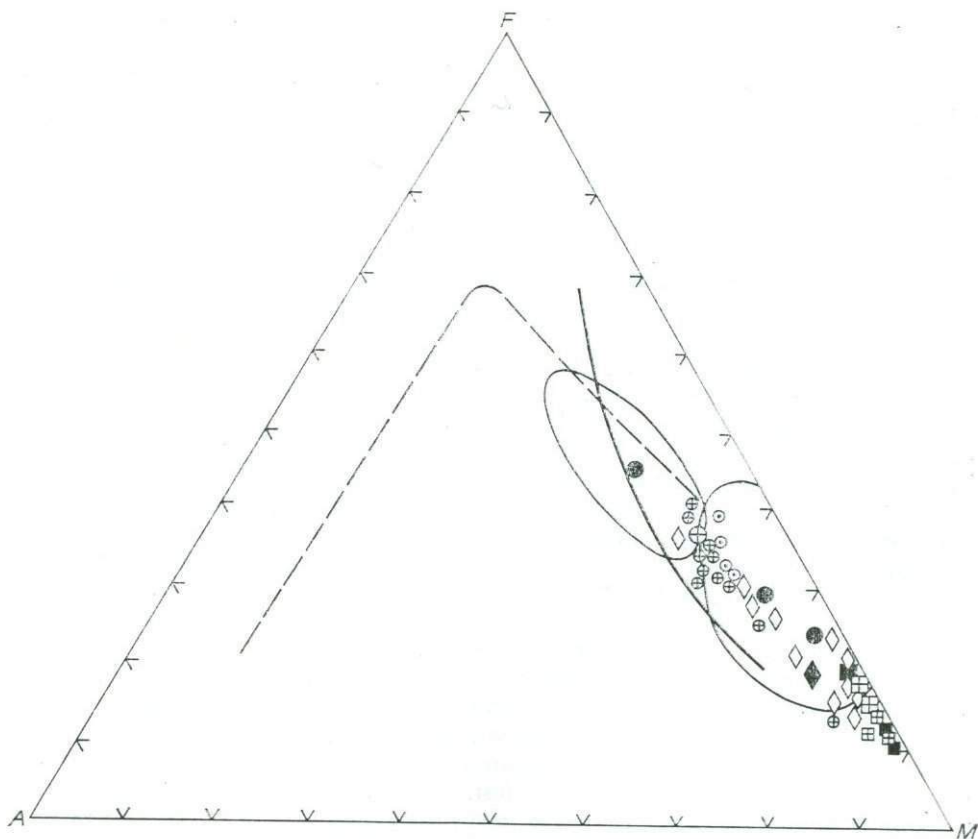


Рис. 8. Положение точек составов магматических пород Кемпирсайского массива на диаграмме АФМ, (по [Москалева, 1974; Ефимов, Ефимова, 1974; Варлаков, 1978]). Крупные залитые знаки — средние составы магматических пород впадины Хесса, Галапагосский рифт (анализы авторов).

ассоциации Кемпирсайского плутона может свидетельствовать о довольно значительном плавлении исходного вещества мантии и образовании выплавки базальта, наиболее близких по сравнению с другими районами Южного Урала этому веществу.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}'/\text{FeO}' + \text{MgO}$ (рис. 9) большая часть точек анализов габбро, троктолитов и все гарцбургиты ложатся в поля кумулятов основных и ультраосновных пород, подчеркивая их магматическую природу.

Таким образом, офиолитовая ассоциация в пределах Кемпирсайского массива представлена всеми ее комплексами от кремнистых сланцев в верхах разреза через metabазальты и метадолериты к габбро, троктолитам, пироксенитам, дунит-гарцбургитовому полосчатому комплексу и дунитам. В свою очередь, внутри габбрового и переходного комплексов отмечаются

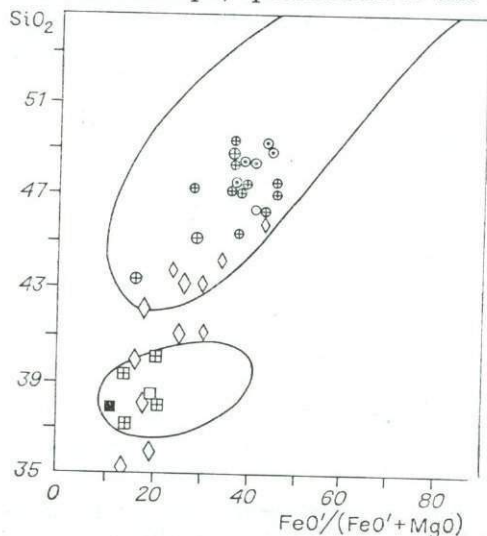


Рис. 9. Положение точек составов пород Кемпирсайского массива на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}'/\text{FeO}' + \text{MgO}$.

кумулятивные структуры, ритмичность, свойственная кумулятивным сериям пород, закономерное изменение состава породообразующих минералов с возрастанием их магнезиальности сверху вниз по разрезу. Все это свидетельствует о том, что породы рассмотренных комплексов являются продуктом дифференциации единой толеитовой магмы. Для разреза характерны тектонические взаимоотношения между отдельными частями и комплексами, а также наличие заметных объемов троктолитов. В этом отношении габбровый комплекс офиолитов Кемпирсай близок офиолитам Галапагосского рифта, где наряду с габбро и оливиновыми габбро встречены полосчатые троктолиты, состав которых изменяется от анортозитов до плагиоклазовых оливинитов [Непрочнов, Кашинцев, 1978].

Хабарнинский массив. А. С. Перфильев [1979], ссылаясь на материалы гравиметрической и магнитной съемки, считает, что массив соединяется на юге с гипербазитами и габбро Кемпирсайского плутона (см. рис. 1). По данным авторов [Абдулин и др., 1977; Варлаков, 1978; Перфильев, 1979], сводный разрез офиолитового комплекса в пределах этого района представлен так.

В западной части массива идет последовательная смена с востока на запад вверх по разрезу metabазальтов на метадолериты, в низах разреза частично превращенные в амфиболиты. Суммарная мощность базальт-долеритового комплекса около 1200 м. Мощность амфиболитов по разным оценкам колеблется от 300 до 1000 м.

Ниже по разрезу закономерно залегает габбровый комплекс мощностью около 2,5 км (см. рис. 4). Часть амфиболитов явно образована по габброидам, будины последних встречаются среди амфиболитов [Перфильев, 1979]. Габбро (мощность около 600 м) вниз по разрезу сменяются обычными и оливиновыми габбро-норитами, где отмечаются прослои плагиоклазовых перцолитов мощностью 5—7 м. Габбро-нориты сложены плагиоклазом (An_{60-70}) — 40—80%, клинопироксеном кумулятивного характера с размером зерен до 7 мм — 20—40%, гиперстеном — 10—15, биотитом — 3—5 и титаномagnetитом — 1—3%. Большая часть плагиоклазов образует интеркумулятивную структуру, а гиперстен в виде реакционных каемок выделяется вокруг зерен клинопироксена. Габбро-нориты постепенно переходят в полосчатые разновидности с содержанием плагиоклаза не более 10% (тылаиты). Суммарная мощность габбро-норитов около 800 м (тылаиты — 200 м). Меланократовые разновидности габбро-норитов довольно резко сменяются гиперстеновыми и оливиновыми клинопироксенитами мощностью 550—700 м. Пироксениты не составляют единого мономинерального слоя. В них отмечаются прослои плагиоклазовых разновидностей, дунитов и оливиновых габбро-норитов.

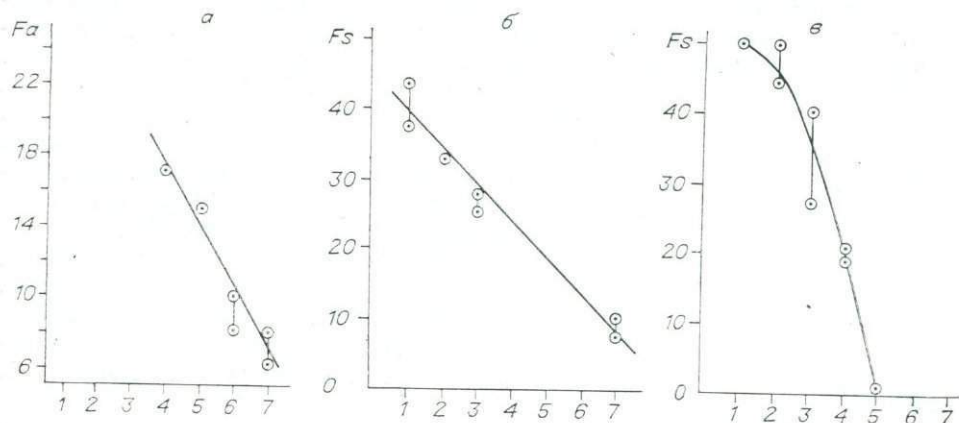


Рис. 10. Изменение состава породообразующих минералов в породах Хабарнинского массива, по [Абдулин и др., 1977].

а — оливины, б — ортопироксены, в — клинопироксены; по оси абсцисс: 1 — габбро-норит, 2 — тылаит, 3 — гиперстеновый пироксенит, 4 — оливиновый пироксенит, 5 — верлит, 6 — дунит, 7 — гарцбургит.

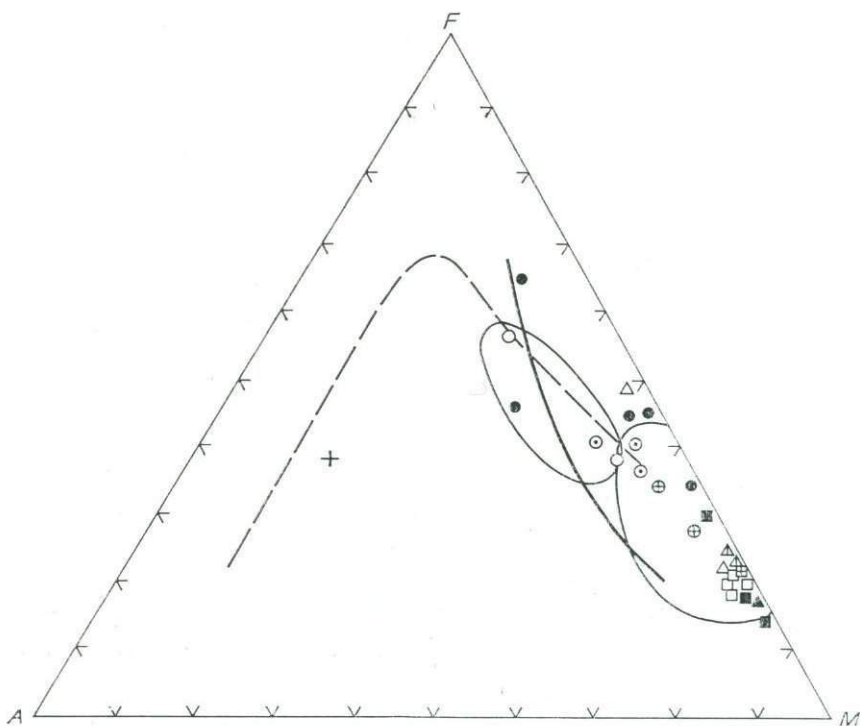
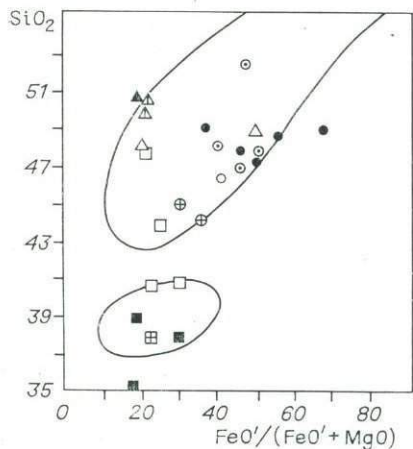


Рис. 11. Положение точек составов пород Хабаровского массива на диаграмме АFM (по [Варлаков, 1978; Ферштатер и др., 1982]).

Ниже по разрезу клинопироксениты переходят в дунит-пироксенитовый полосчатый комплекс, в том или ином объеме присутствующий почти во всех разрезах офиолитовой ассоциации. Соотношение мощностей дунитов и пироксенитов приблизительно 1 : 4 (5 и 20 м соответственно). Среди пироксенитов, наряду с дунитами, в низах комплекса, мощность которого составляет около 300 м, встречаются верлиты.

Под дунитами и пироксенитами залегают бластопорфировые гарцбургиты, судя по всему, аналогичные порфировым гарцбургитам Кемпирсайского массива. В гарцбургитах отмечаются прослои дунитов, количество которых по разрезу увеличивается. Как и на Кемпирсайском массиве, переход от дунит-гарцбургитового кумулятивного комплекса к нижележащим гарцбургит-тектонитам не вскрыт, и каких-либо сведений об этом в литературе нет.

Изменение состава минералов в породах Хабаровского массива свидетельствует о том, что этот массив относится к расслоенному типу с закономерной сменой железистости темноцветных минералов по разрезу (рис.



10). От пироксенитов к гарцбургитам состав оливина меняется от Fa_{17} до Fa_9 , соответственно изменяется и состав ортопироксена в габбро-норитах и пироксенитах от Fs_{40} до Fs_{26} , составляя в гарцбургитах величину Fs_9 .

Петрохимические данные пород Хабаровского массива показывают, что по содержанию щелочей и последовательному накоплению железа в породах вверх по разрезу они относятся

Рис. 12. Положение точек составов магматических пород Хабаровского массива на диаграмме $SiO_2 - FeO'/(FeO' + MgO)$.

к продуктам дифференциации толеитовой магмы (рис. 11). Большая часть анализов его пород ложится в поля кумулятивных разновидностей (рис. 12), а линия эволюции их составов близка таковой для расслоенных плутонов ультраосновного состава, т. е. можно с уверенностью считать, что все типы пород этого габбро-перидотитового комплекса являются комагматами единой толеитовой магмы.

В целом офиолиты Хабаровинского массива представляют собой непрерывный разрез земной коры океанического типа. Некоторая специфика заключается в более широком по сравнению с другими разрезами офиолитов Южного Урала развитии пироксенитов и амфиболитов по метадолеритам и габбро. В отношении пироксенитов эта офиолитовая ассоциация весьма схожа с офиолитами Вуринос в Греции [Jackson et al., 1975], где дунит-пироксенитовый полосчатый комплекс составляет по мощности около 250 м.

ВЫВОДЫ

Ознакомление с офиолитовой ассоциацией различных районов Южного Урала показало, что набор слагающих пород, их соотношение в пространстве отвечают представлениям о строении и составе земной коры в современных океанах. Отмечается последовательная смена сверху вниз по разрезу базальтовых потоков на дайки долеритов, габброиды, переходный комплекс, дуниты и гарцбургиты.

Переход дайкового комплекса в габбро представляет собой маломощную (десятки метров) зону со сложными взаимоотношениями между габброидами и различного типа дайками. Последние различаются лишь по структурным признакам и отражают продукт кристаллизации магмы на разных этапах ее становления. Дайки, расширяясь к низу, непосредственно связаны с магмопитающей средой, находящейся в верхней части магматической камеры. Каждая из них представляет собой как бы сужающийся канал этой камеры.

Габбровый комплекс включает в себя все типы пород, наблюдаемые в офиолитовых ассоциациях. Имеет место закономерная смена сверху вниз по разрезу роговообманковых габбро на габбро-нориты, оливиновые габбро и троктолиты. Для габброидов характерны полосчатость, ритмичность, обусловленная периодической сменой лейко- и меланократовых разновидностей. Вместе с тем, отмечается изменение зернистости пород от подошвы ритма к его кровле. Структуры пород габбрового ряда имеют кумулятивную природу с последовательным выделением минералов кумуласа (оливин, клинопироксен, плагиоклаз на разных уровнях кристаллизации магматической колонны) и интеркумулятивной фазы. Состав одних и тех же минералов закономерно изменяется с возрастанием вниз по разрезу магнетиальной и анортитовой составляющей, вместе с этим происходит и их количественный рост, т. е. переход от пироксеновых к оливинсодержащим и существенно оливиновым разновидностям. Вместе с тем происходит закономерное уменьшение в расплаве плагиоклаза вплоть до плагиоклазсодержащих перидотитов (пироксенитов, дунитов). Постепенное уменьшение состава минеральных фаз в породах отражается и на их химизме. Наблюдается непрерывно дифференцированный ряд от перидотитов до кислых дериватов с нарастанием железистой компоненты в продуктах дифференциации. Тренд дифференциации во всех случаях идентичен таковому для низкощелочных океанических толеитов.

Во всех изученных разрезах офиолитов в том или ином объеме присутствует переходный комплекс, который закономерно располагается между дунит-гарцбургитовой частью разреза и габбро. Его породы по своим взаимоотношениям, структурам и химизму ничем не отличаются от их же разновидностей, встречающихся в современных океанах или офиолитах, связываемых с древней океанической корой.

Нижние части разреза офиолитов представлены дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом и дунитами. Среди гарцбургитов отмечаются верхние — кумулятивные — гарцбургиты и нижние — реститовые. Хромитовое оруденение закономерно располагается между этими двумя различными по генезису сериями пород, залегая в виде залежей, главным образом среди кумулятивных дунитов, подстилающих разрез базальтовой части офиолитовой ассоциации.

Несмотря на сходство состава и строения изученных офиолитов, следует отметить и некоторое их отличие. В Мугоджарском районе, где нижняя дунит-гарцбургитовая часть не вскрыта, а третий слой представлен в большом объеме габбро-норитами и оливиновыми габбро, переходный комплекс имеет подчиненное значение. По объему габброидов офиолитовая ассоциация Мугоджарского района крайне похожа на разрез оманских офиолитов [Pallister, Hopson, 1981] (см. рис. 4). Отличительной чертой разреза является широкое развитие здесь вторичных процессов амфиболизации офиолитовых комплексов.

Севернее, в районе Кемпирсайского массива, разрез в общих чертах сходен, однако оливин-габбро-норитовый характер состава третьего слоя сменяется на существенно габбро-троктолитовый. Еще далее к северу, в пределах Хабарнинского массива, в разрезе преобладают габбро-нориты и пироксениты, т. е. наряду с кристаллизацией оливина и плагиоклаза идет массовая кристаллизация более низкотемпературного клинопироксена.

Такие непринципиальные различия могут быть связаны с формированием офиолитов в различных геоструктурах палеоокеана, с изменением состава офиолитов по простиранию древней рифтовой системы в результате различной скорости спрединга и, собственно, различными РТ условиями формирования базальтовой магмы, что в первую очередь отражается на количественных объемах ее выплавки из первичного вещества мантии.

Эти выводы согласуются с данными по реконструкции Уральского палеоокеана [Зоненшайн, 1984]. Согласно этим реконструкциям Уральский палеоокеан заложился в нижнем ордовике, а в верхнем ордовике (450—430 млн. лет) имел ширину около 700 км с зоной спрединга и океанической корой. В таком случае интрузивные комплексы Хабарнинского и Кемпирсайского массивов могут отвечать офиолитам океанической коры этого ордовикского палеоокеана. Базиты и ультрабазиты этих плутонов, несмотря на имеющиеся различия, в целом характеризуются довольно мощной переходной зоной. Присутствие здесь кумулятивных перидотитов, пироксенитов, гарцбургитов и существенно оливиновых габброидов (троктолитов) с меланократовыми разновидностями свидетельствует о высоком процентном объеме выплавки базальта (пикрита), т. е. в расплав перешла значительная часть перидотитсодержащей компоненты исходного вещества мантии. Такого рода офиолиты скорее всего формируются в зонах средне-океанических хребтов с высокой скоростью спрединга и высокой энергией теплового потока.

С другой стороны, существенно габбровый состав офиолитов Мугоджар свидетельствует о несколько иной геодинамической обстановке их формирования. Согласно тем же реконструкциям, вулканические комплексы Мугоджарского района возникли в результате спрединга в задуговом бассейне окраинного моря, возникшего в живетское время (380—390 млн. лет). Растяжение коры было кратковременным, менее 10 млн. лет. Возможно, поступление вулканического материала из зоны спрединга, заложившегося на уже сформированной ранее океанической коре, сопровождалось дополнительным переплавлением базитов, что обусловило появление их больших объемов в мугоджарской зоне. Допустим также сложный, наложенный характер взаимоотношений ордовикско-силурийского и девонского вулканизма в пределах океанических кор соответствующего возраста. Детального расчленения вулканогенных и интрузивных комплексов толеитового состава по возрасту здесь не проводилось.

Таким образом, изменение соотношения объемов различных пород офиолитовой ассоциации и их возраста по простиранию Южно-Уральского офиолитового пояса достаточно убедительно можно объяснить теорией тектоники литосферных плит. Такого рода изменения во времени и характере строения офиолитовых комплексов можно, например, проследить в юго-западной части Тихого океана, на примере офиолитов хр. Маккуори, Новой Зеландии и островной дуги Тонга-Кермадек.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А. А. Геология Мугоджар.— Алма-Ата: Наука, 1973.— 391 с.
- Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С. Офиолиты силура Сакмарской и Орь-Илекской зон//Современные проблемы тектоники Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1975.— С. 39—74.
- Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С. Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар.— Алма-Ата: Наука, 1977.
- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.— С. 9—29.
- Варлаков А. С. К вопросу о формировании структур магматических пород // Материалы к минералогии Урала.— Свердловск, 1975.
- Варлаков А. С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала.— М.: Наука, 1978.— 238 с.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива // Сов. геология.— 1974.— № 5.— С. 55—66.
- Ефимов А. А., Царицын Е. П. Природа амфиболитов контактовых зон Кемпирсайского гипербазитового массива//Магматизм, метаморфизм и металлогения Казахского Урала.— Актюбинск, 1974.— С. 118—120.
- Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Казьмин В. Г. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения теории тектоники литосферных плит//История уральского палеоокеана.— М., 1983.— С. 5—85.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов//27-й МГК. Наука, М.: 1984.— Тектоника: Т. 7.— С. 48—59.
- Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале//Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 214, № 4.— С. 939—942.
- Камалетдинов Н. А., Казанцева Т. Т., Казанцев Ю. В. О возрасте гипербазитовых поясов Урала//Эволюция офиолитовых комплексов.— Свердловск, 1981.— С.16—48.
- Кани Дж. Р. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана//Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.— С. 164—167.
- Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И. Строение океанической коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным//Океанология.— 1978.— Т. XVIII, вып. 1.— С. 64—69.
- Кашинцев Г. Л., Жданов В. В. Амфиболитовые сланцы разлома Элтанин (Тихий океан)//Изв. АН СССР, сер. геол.— 1981.— № 8.— С. 28—37.
- Колман Р. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.— 261 с.
- Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30°с. ш.//Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.— С. 140—153.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала.— М.: Наука, 1967.
- Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность.— Л.: Недра, 1974.— 279 с.
- Непрочнов Ю. П., Кашинцев Г. Л. О составе основных слоев океанской земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия//Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 239, № 5.— С. 1222—1225.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона.— М.: Наука, 1968.— 195 с.
- Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И. Закономерности формирования хромитовых месторождений.— М.: Наука, 1973.— 198 с.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника.— 1969.— № 4.— С. 5—23.
- Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали.— М.: Наука, 1979.— 188 с.
- Плошко В. В., Богданов Ю. А. Габбро-перидотитовая формация глубоководной впадины Романш (экваториальная Атлантика)//Международный геологический конгресс, XXIV сессия. Петрология. Доклады сов. геологов.— М.: Наука, 1972.— С. 34—38.
- Семенов И. В., Шилов В. А., Верховский А. М. О структурных и возрастных соотношениях рифтогенного комплекса параллельных базальтовых даек с габбро-гипер-

- базитовыми массивами Платинового пояса Урала//Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 243, № 1.— С. 187—190.
- Тельгузиев А. Т. Корреляция среднепалеозойских интрузивных комплексов Западных Мугоджар и Южного Урала//К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня.— Алма-Ата: Наука, 1969.
- Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Пушкарев Е. В., Чащухин В. А. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале.— Свердловск, 1982.— 73 с.
- Язева Р. Г. О проявлениях инициального вулканизма в основании эвгеосинклинального разреза (на примере Войкарского района на Полярном Урале)//Вулканические образования Урала.— Свердловск, 1978.— С. 87—96.
- Engel C. G., Fisher R. L., Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system, Western Indian ocean//Bull. Geol. Soc. Amer.— 1975.— V. 86, N 11.— P. 1553—1578.
- Jackson E. D., Green H. W., Moors E. M. The Vourinos ophiolite; Greece: cyclic units of linedated cumulates overlying harzburgite tectonite//Bull. Geol. Soc. Amer.— 1975.— V. 86, N 3.— P. 390—398.
- MacDonald G. A. Composition and origin of Hawaiian Lavas//Studies in volcanology. Mem. Geol. Soc. Amer.— 1968.— V. 116.— P. 517—522.
- Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges//Earth and Planet Sci. Lett.— 1970.— V. 7, N 4.
- Pallister J. S., Hopson C. A. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber//Journ. of Geoph. Res.— 1981.— V. 86, N 134.— P. 2593—2644.

М. И. КУЗЬМИН, А. И. АЛЬМУХАМЕДОВ

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КОРЫ УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА НА ПРИМЕРЕ ОФИОЛИТОВ ЮЖНЫХ МУГОДЖАР

В Южных Мугоджарах (бассейн р. Шулдак) наблюдаются выходы слабодислоцированных пород первого и второго слоев коры палеозойского океана. Они представлены серией параллельных даек, подушечными лавами и перекрывающим маломощным чехлом глубоководных осадков. Эти образования впервые описаны Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1905 г.; в 60-е годы они детально изучались В. Г. Кориневским [1969]; в 1979—1982 гг.— это главный объект исследования комплексной палеоокеанологической Экспедиции Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР [Зоненшайн и др., 1984; 1985; Кориневский 1984; Кузьмин, Альмухамедов, 1984; и др.]. В результате установлено, что диабазы даек и лав, вскрытые в урезах р. Шулдак и выделяемые в составе мугоджарского и куркудукского комплексов, имеют верхнеэфельский — нижнеживетский возраст и по составу могут быть уверенно сопоставлены с современными океаническими толеитами. Палеотектонические реконструкции [Зоненшайн, 1984; Зоненшайн и др., 1984, 1985] позволили также предположить, что диабазы р. Шулдак формировались в связи со спредингом в задуговом бассейне. Скорость его раскрытия 5—7 см/год, а время существования — 5—10 млн. лет. Подобный процесс происходит и в настоящее время, например, в глубоководных котловинах Филиппинского моря, расположенных в тылу Марианской островной дуги.

В Мугоджарах породы палеоокеанической коры вскрываются также по восточному и западному обрамлениям Берчогурской синклинали — обширной депрессии, выполненной девонским и ниже-среднекаменноугольными толщами (см. рис. 1 в статье Л. П. Зоненшайна и др. [1985]). Так, к северу от р. Шулдак расположен Каиндинский массив, сложенный преимущественно габбро, а также перидотитами и пироксенитами (см. рис. 1 в статье Г. Л. Кашинцева и Г. Б. Рудника наст. сборника). К западному борту синклинали приурочен Бахтыбайский массив, представленный равномерно-зернистыми и порфиридовидными габбро с большим количеством диабазовых тел жильной и более сложных форм.

Расположение обоих массивов по обрамлению Берчогурской синклинали позволят отнести слагающие их породы к членам одной офиолитовой ассоциации. Если диабазы лав и даек р. Шулдак характеризуют, как уже отмечалось [Кузьмин, Альмухамедов, 1984], второй слой коры Уральского палеоокеана, то породы Бахтыбайского массива могут рассматриваться как аналоги «верхнего» габбро, располагающегося в офиолитовых комплексах обычно под горизонтом параллельных даек [Pallister, Hopson, 1981], а габбро и ультрабазиты Каиндинского массива — как фрагменты расслоенной серии, т. е. третьего слоя океанической коры. В рамках подобных аналоговых моделей [Колман, 1979] есть основание предполагать, что несмотря на тектоническую разобщенность все эти породы в целом характеризуют разрез коры Уральского палеоокеана.

Детальное геологическое описание Каиндинского и Бахтыбайского массивов приводится Г. Л. Кашинцевым и Г. Б. Рудником (см. наст. сборник), а даек и лав района р. Шулдак Л. П. Зоненшайном с соавторами [1984, 1985], поэтому мы остановимся только на описании взаимоотношения и геологического положения тех разновидностей пород, которые изучены геохимически.

Каиндинский массив (один из крупнейших габбровых массивов Южного Урала) протягивается более чем на 70 км в меридиональном направлении вдоль восточной границы Западных Мугоджар с Мугоджарским антиклинорием. В массиве преобладают габбро-нориты, имеющие постепенные переходы с нормальными габбро и оливиновыми габбро-норитами. В ряде обнажений наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием более лейко- и меланократовых разностей. По данным Г. Л. Кашинцева и Г. Б. Рудника в некоторых местах западной части массива падение полосчатости составляет 40—45° на запад, что свидетельствует о погружении расслоенной серии под вышележащие вулканические толщи, обнажающиеся в экзоконтактной зоне. Хотя непосредственных взаимоотношений габброидов с вулканитами не наблюдается, наличие в западном эндоконтакте Каиндинского массива большого количества диабазовых даек, которые могут быть сопоставлены с дайками р. Шулдак, позволяет предполагать, что габбро и вулканические породы здесь, как и в других офиолитовых комплексах [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Колман, 1979; Pallister, Hopson, 1981], генетически едины. Это подтверждается, как будет показано далее, и данными их состава.

Наиболее эродированные части массива сложены ультрабазитами. Их выходы наблюдаются, например, в урзе р. Борки. Однако плохая обнаженность района не позволяет выяснить соотношения ультраосновных пород и габброидов. Ультраосновные разности представлены преимущественно крупнозернистыми плагиоклазовыми вебстеритами, содержащими отдельные линзы апоперидотитовых серпентинитов. В целом для пород повышенной магнезиальности Каиндинского массива характерны кумулятивные структуры, что лишний раз подтверждает правомочность сопоставления их с расслоенной серией низов офиолитовых разрезов.

Сложные соотношения между диабазами даек и порфиroidными габбро, впервые детально описанные Г. Л. Кашинцевым и Г. Б. Рудником (см. наст. сборник), наблюдаются в Бахтыбайском массиве. По существу данный массив представляет собой апикальную часть магматического очага, располагавшегося в оси спрединговой зоны. В большинстве обнажений, особенно в северной части массива, хорошо наблюдается последовательность образования пород: отдельные блоки (скрины) габбро оказываются заключенными среди даек диабазов, имеющих иногда зоны закалки. Эти дайки прорываются, в свою очередь, телами более поздних даек, также имеющих с ранее закристаллизованными породами зоны закалки. Габбро обычно обнажаются в отрицательных формах рельефа, а гипсометрически возвышенные участки сложены породами дайкового комплекса.

Габбро представлены, как правило, порфиroidными разностями: вкрапленники плагиоклаза, размером до 10 мм, составляют 40—50% объема породы. В отдельных участках количество вкрапленников достигает 90% и

габбро переходит в плагиоклазиты. Последние образуют также маломощные линзы и жилы.

Дайки Бахтыбайского массива сложены преимущественно двумя типами пород — афировыми и порфировыми диабазами. Порфировые разности составляют 10—15% от общего количества даек. Часто тела, сложенные этими породами, не имеют четко выраженных зон закалки с вмещающими их порфировидными габбро. Это, как полагают Г. Л. Кашинцев и Г. Б. Рудник, является свидетельством того, что магма, из которой формировались дайки, и вмещающая магматическая, преимущественно плагиоклазовая «каша», имели близкую температуру, т. е. расплавы, родоначальные для порфировых диабазов, зарождались в апикальной части магматического очага. Следует подчеркнуть, что количество даек порфировых диабазов невелико и в габброидной зоне Бахтыбайского массива, где они часто формируют тела неправильной формы, не наблюдается собственно дайковый «горизонт».

Афировые диабазы, слагающие подавляющее большинство даек, всегда образуют четкие зоны закалки как с габбро, так и с порфировыми диабазами. Хотя, как уже отмечалось, взаимоотношения габбро и диабазов имеют сложный характер, геологические наблюдения однозначно свидетельствуют о том, что афировые диабазы являются более поздними образованиями по сравнению с другими породами апикальной части массива. Судя по зонам закалки, расплавы афировых диабазов внедрялись тогда, когда остальные породы уже закристаллизовались. Поэтому можно полагать, что они по сравнению с порфировыми диабазами и габбро являются производными более глубоких частей магматической камеры. Очевидно, апикальные части камеры вследствие процессов флотации обогащались плагиоклазом. Остывая, расплав «примерзал» к ее кровле, в то время как во внутренних частях очага еще сохранялась остаточная жидкость, которая и питала дайки афировых диабазов, а также изливалась на поверхность океанического дна в виде лав.

В пределах Бахтыбайского массива дайки встречаются обычно в виде «пакетов», состоящих из 5—10 даек. Восточнее массива наблюдается уже сплошной дайковый горизонт, переходящий в толщу подушечных лав. Наиболее выраженные обнажения даек и лав отмечаются по р. Шулдак к востоку от Берчогурского синклинария [Зоненшайн и др., 1984, 1985; Кориневский, 1984]. Здесь хорошо картируются чередующиеся поля (до 3—5 км шириной) подушечных лав и роев даек, индивидуальной мощностью в среднем около метра. Преимущественно отмечаются односторонние зоны закалки, указывающие на внедрение «дайки в дайку», причем каждая последующая дайка внедрялась тогда, когда предыдущая уже остыла.

В разрезах р. Шулдак дайки закономерно переходят в лавовую толщу, сложенную большим количеством индивидуальных потоков трубообразной формы. Помимо подобного типа лав, относимых к подушечным, отмечаются пластовые потоки компактных лав и силловые залежи, особенно широко развитые в осадочной толще. В некоторых местах удается распознать вулканические жерла [Зоненшайн и др., 1984, 1985].

Исследование вещественного состава преобладающих диабазов р. Шулдак [Кузьмин, Альмухамедов, 1984] показало, что они идентичны низкокальциевым океаническим толеитам. Кроме этого типа пород в верхних частях разреза на левобережье р. Шулдак, среди яшм, перекрывающих подушечные лавы, встречена силлоподобная залежь пикритов, описание которых приведено в статье Г. Л. Кашинцева и В. В. Зайкова (см. наст. сборник). Обнаружение здесь субэффузивных ультрабазитов имеет принципиальное значение, так как помогает в решении вопроса о составе магмы, родоначальной для офиолитового комплекса Мугоджар.

В табл. 1 приведен химический состав пород, объединяемых офиолитовой ассоциацией рассматриваемого района. Образцы пироксенитов, апоперидотитовых серпентинитов и кумулятивного расслоенного габбро отобраны из Каиндинского массива Г. Л. Кашинцевым и Г. Б. Рудником

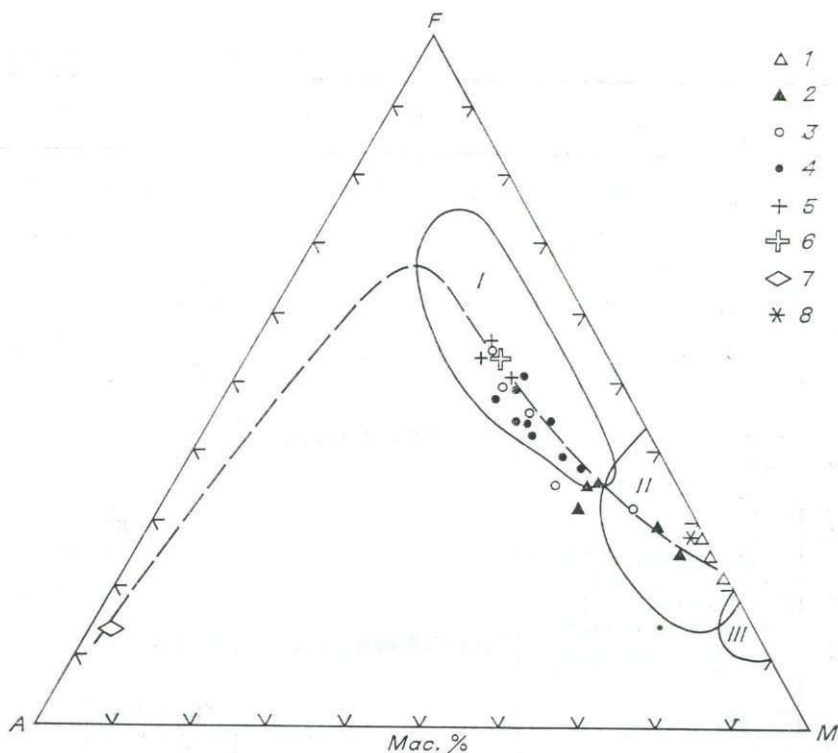


Рис. 1. Диаграмма AFM для офиолитов Мугоджар.

1, 2 — Киандинский массив: 1 — пироксениты, 2 — габбро; 3, 4 — Бахтыбайский массив: 3 — габбро, 4 — диабазы даек; 5 — диабазы даек, лав и силлов р. Шулдак; 6 — средний состав второго слоя коры Уральского палеоокеана; 7 — плаггиограниты; 8 — пикриты (по данным Г. Л. Кашинцева и В. В. Зайкова). I — III — поля: I — базальтов срединно-океанических хребтов, II — основных и ультраосновных кумулятов, III — метаморфизованных и тектонизированных гипербазитов.

(пробы с индексом У). Образцы «верхнего» габбро и диабазов Бахтыбайского массива отбирались авторами настоящей статьи (пробы с индексом УМ).

Аоперидотиты характеризуются наиболее высокими содержаниями магния, но в них заметны количества глинозема и кальция, чем они четко отличаются от тектонизированных гипербазитов, приуроченных, как известно, к самым низам офиолитовых разрезов [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Колман, 1979]. Не случайно поэтому на диаграмме AFM (рис. 1) перидотиты, как и пироксениты, попадают в поле ультраосновных и основных кумулятов. В то же поле попадает часть образцов габбро из Киандинского массива, и, очевидно, они вместе с пироксенитами формируют расслоенный комплекс данного офиолитового разреза. Проба У-318 габбро-норита отражает состав самых низов габбрового «слоя». Эта порода формировалась, вероятно, при существенном накоплении кумулятивного оливина, так как содержит повышенные концентрации MgO и понижение Al_2O_3 (см. табл. 1). В пробе У-315 примерно такое же содержание магния, но увеличивается концентрация глинозема. Высокие содержания последнего отмечаются и в других проанализированных образцах нижнего габбро, что, несомненно, указывает на большое значение процесса кумуляции основного плаггиоклаза при формировании этих пород. Причем нижние габбро содержат, скорее всего, очень основной плаггиоклаз (определить состав которого не представляется возможным, так как породы зеленокаменно изменены), что подтверждается высокими содержаниями в них кальция и низкими — натрия и кремнезема. Заметим, что концентрации кремнезема в нижних габбро существенно меньше, чем в пироксенитах. Характерной особенностью пород расслоенной серии является также низкое содержание титана.

Состав пород офиолитовой ассоциации Южных Мугоджар (Урал)

Номер образца	Порода	Местоположение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	
У312	Перидотиты низов рас- слоенной серии	Каиндинский массив	38,00	0,03	1,30	10,20	
У313	Пироксениты низов рас- слоенной серии		52,32	0,10	2,08	2,91	
У314	То же		51,67	0,10	3,28	3,17	
У315	Габбро расслоенной се- рии		45,94	0,20	18,03	2,69	
У318	То же		47,49	0,19	14,43	2,18	
У327	»		47,50	0,36	18,89	3,07	
У328	»		47,85	0,29	18,66	3,14	
У321	»		45,87	0,08	27,92	1,10	
У307	Габбро верхнее		Бахтыбайский массив	48,19	0,26	14,90	3,16
УМ14/2	То же			49,19	0,84	19,20	0,67
УМ14/3	»	45,48		0,81	18,05	4,58	
УМ14/9	»	46,51		0,73	19,80	3,07	
УМ14/10	»	47,43		0,85	19,22	3,31	
У311	Плаггиогранит, жила среди верхнего габбро	62,92		1,90	20,39	1,10	
УМ13/1	Плаггиоклазит, жила среди верхнего габбро	46,77		0,30	21,34	2,48	
УМ14/1	Диабазы, корневые час- ти дайкового комплек- са	Бахтыбайский массив		48,35	1,44	15,58	4,86
УМ14/4	То же			48,96	1,33	15,66	4,96
УМ14/5	»			48,60	0,93	16,26	3,87
УМ14/8	»			48,54	0,86	16,12	2,72
УМ14/11	»			47,96	1,40	14,67	4,85
УМ14/12	»			48,37	0,95	15,32	4,62
УМ14/6	»		47,74	0,76	20,08	2,58	
УМ14/7	»		46,99	0,58	20,42	2,67	
УМ14/13	»		48,18	0,73	17,23	3,58	
	Диабазы, лавы (среднее из 11)		р. Шулдак	48,95	2,04	14,37	7,89
	Диабазы, силлы (сред- нее из 6)			49,07	1,79	14,90	7,84
	Диабазы, дайки (сред- нее из 13)			48,28	1,52	15,29	6,47
	Среднее по породам II слоя Уральского па- леоокеана			48,67	1,76	14,88	7,26

Примечание. Частные анализы по породам р. Шулдак приведены в работе М. И. Кузь

Верхние габбро, которые рассматриваются на примере Бахтыбайского массива, характеризуются высокими содержаниями глинозема, что связано, очевидно, с процессами кумуляции плаггиоклазов. Однако в верхние части магматической камеры плаггиоклаз может попадать только при действии механизма всплывания и, следовательно, быть более легким по сравнению с равновесной с ним магмой. Действительно, по составу плаггиоклаз верхнего габбро является, по всей вероятности, менее основным, чем плаггиоклаз нижнего, поскольку вмещающие его породы характеризуются более высокими содержаниями натрия и кремнезема и более низкими кальция. Порфиридные верхние габбро содержат также более высокие количества титана по сравнению с породами расслоенной серии.

Имеющиеся данные по габбро офиолитовых разрезов показывают, что в магматических очагах, формирующих породы такого типа ассоциаций, существуют специфические горизонты, ниже которых из расплава кристаллизуется основной плаггиоклаз, имеющий высокий удельный вес, в связи с чем он опускается на дно или стенки камеры, образуя нижние кумулятивные габбро. Выше этого горизонта из расплава выделяется более кислый плаггиоклаз, имеющий меньший по сравнению с магмой

Состав пород офиолитовой ассоциации Южных Мугоджар (Урал)

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
0,90	0,10	36,46	0,67	—	—	0,01	12,39	100,06
3,09	0,16	18,38	18,90	0,18	—	0,01	1,45	99,58
4,96	0,19	20,50	13,73	0,14	—	0,01	0,07	98,81
2,87	0,10	11,88	14,60	0,82	0,03	0,01	2,39	99,55
3,30	0,11	13,76	16,89	0,66	—	0,01	0,53	99,55
3,03	0,12	9,13	14,90	1,60	—	0,01	0,96	99,57
3,23	0,11	9,42	14,37	1,65	—	0,01	0,76	99,49
1,51	0,05	4,30	17,25	1,11	—	0,01	0,59	99,79
2,99	0,22	10,74	15,75	1,25	—	0,01	2,69	100,06
4,45	0,13	7,17	13,43	2,20	0,28	0,02	1,70	99,28
7,11	0,13	6,79	12,35	2,29	0,27	0,05	1,03	99,94
4,74	0,10	6,37	13,35	2,08	0,22	0,05	2,39	99,41
4,85	0,13	5,68	12,81	2,11	0,02	0,05	2,57	99,13
0,60	0,02	0,20	9,81	2,75	0,06	0,01	0,50	100,26
0,40	0,03	0,50	23,86	0,03	—	0,06	4,20	99,97
5,89	0,13	7,84	11,82	2,52	0,10	0,10	0,36	98,99
5,10	0,12	7,26	11,52	2,96	0,16	0,11	1,15	99,24
5,82	0,12	8,22	12,41	2,57	0,06	0,06	0,32	99,24
5,53	0,12	8,01	12,75	2,55	0,15	0,04	1,63	99,02
6,29	0,20	7,76	12,83	2,25	0,12	0,09	0,65	99,07
6,47	0,18	8,30	12,20	2,44	0,08	0,05	0,14	99,12
4,24	0,11	6,06	13,83	2,25	0,06	0,04	1,89	99,64
4,09	0,11	7,91	14,05	1,85	0,12	0,04	0,49	99,32
5,03	0,15	8,14	13,26	1,44	0,12	0,05	0,87	99,28
5,41	0,20	7,04	10,74	2,91	0,12	0,15		
4,88	0,20	6,82	11,07	3,15	0,13	0,16		
5,58	0,21	8,09	11,44	2,79	0,10	0,10		
5,38	0,20	7,45	11,11	2,91	0,11	0,13		

мина и А. И. Альмухамедова [1984].

удельный вес, в связи с чем он всплывает и концентрируется в апикальной части камеры, образуя верхнее габбро. Граница между расплавами, дающими начало разным плаггиоклазам, вероятно, довольно четкая, так как два типа габбро содержат существенно различные количества титана. На диаграмме АФМ большая часть верхнего габбро (Бахтыбайский массив) попадает в поле базальтов срединно-океанических хребтов, что свидетельствует об участии в формировании подобных пород остаточных, но не самых поздних, расплавов.

Среди диабазов Бахтыбайского массива по химическому составу, так же, как и по текстурно-структурным признакам, выделяется два типа пород. Порфиридные диабазы, содержащие вкрапленники плаггиоклаза (пробы УМ 14/6, 14/7, 14/13, см. табл. 1) по содержанию петрогенных компонентов близки верхним габбро. Они характеризуются повышенным по сравнению с афировыми разностями количеством глинозема, кальция и титана. Афировые же диабазы по составу практически идентичны диабазам лав, силлов и даек района р. Шулдак (см. табл. 1). На диаграмме АФМ эти породы концентрируются в поле базальтов срединно-океанических хребтов.

Все члены выделяемой офиолитовой ассоциации образуют тренд диф-

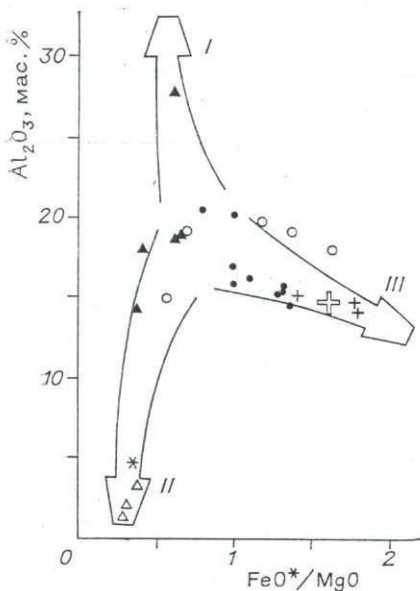


Рис. 2. Диаграмма Al_2O_3 — FeO^*/MgO для офиолитов Мугоджар. Усл. обозн. см. рис. 1.

ференциации, типичный для толеитовых серий (см. рис. 1), при формировании которых одним из ведущих процессов является фракционирование оливина, первого ликвидусного минерала базальтовых расплавов [Рингвуд, 1981]. Можно предполагать поэтому, что родоначальная магма для всего комплекса пород более магнезиальна и приближается к пикритовой. Однако пикриты, встреченные в виде силлов среди яшм в борту р. Шулдак, вряд ли могут быть приняты в качестве модели состава родоначальной магмы, поскольку на диаграмме AFM они располагаются вблизи составов кумулятивных пироксенитов расслоенной серии.

По-видимому, рассматриваемые пикриты формировались из расплава, в значительной степени обогащенного кумулятивным оливином, который накапливался в низах магматической камеры. Этот расплав был выведен на поверхность в результате тектонических подвижек, вскрывших нижние уровни магматического очага. Диаграмма AFM позволяет оценить роль фракционирования оливина при образовании рассматриваемой серии пород. Для оценки участия во фракционировании других минералов базальтовых магм удобно использовать диаграмму Al_2O_3 — FeO/MgO (рис. 2), предложенную В. В. Матвеенковым [1983]. Тренд I диаграммы обусловлен кумулятивным накоплением плагиоклаза, тренд II — оливина, а тренд III — совместным фракционированием плагиоклаза и пироксена. Применительно к офиолитовой ассоциации Мугоджар устанавливается, что составы пироксенитов и пикритов располагаются у основания тренда II и эти породы формировались, по-видимому, в результате кумуляции оливинов. В образовании же нижних и верхних габброидов, а также части даек значительную роль играл процесс кумуляции плагиоклазов, что подтверждается расположением фигуративных точек их составов в области тренда III. Таким образом, фракционирование и кумуляция оливинов и плагиоклазов были ведущими при образовании пород рассматриваемого офиолитового комплекса. Причем появление указанных минеральных фаз на ликвидусе толеитовых базальтов могло быть только при низких (до 5—8 кбар) давлении.

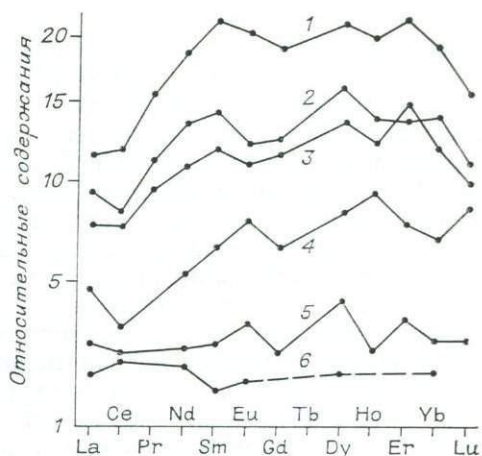
Среднее содержание (г/т) редкоземельных и некоторых редких элементов

Порода	n	Li	Rb	Zr	Hf	La	Ce	Pr	Nd
Перидотиты и пироксениты расслоенной серии	3	2,2	—	7,3	0,2	0,58	2,0	—	1,14
Габбро расслоенной серии	3—6	1,2	0,5	10,3	0,3	0,95	2,0	—	1,5
Габбро верхнее	1—5	2,6	1,2	50	0,8	1,6	2,9	—	3,5
Плагиогранит, жила в верхнем габбро	1	0,5	—	20	0,4	8,6	39	4,6	40
Диабазы, корневые части даек	4—11	1,1	0,9	69	1,3	2,6	7,0	1,14	7,1
Диабазы р. Шулдак:									
Лавы	11	4,0	1,0	185	4,4	4,2	11,9	1,9	12,0
Силлы	6	5,1	1,1	—	—	4,0	10,9	1,7	13
Дайки	6	2,6	0,4	108	2	3,2	7,5	1,4	8,6

Примечание. Полные данные по редкоземельному составу диабазов р. Шулдак при

Рис. 3. Графики нормированных содержаний РЗЭ для офиолитов Мугоджар.

1, 2 — Шулдак: 1 — лавы, 2 — дайки; 3, 4 — Бахтыбай: 3 — афировые диабазы, 4 — порфировые габбро; 5, 6 — Каида: 5 — габбро, 6 — пироксениты.



ниях [Рингвуд, 1981]. Это лиш- ний раз подтверждает то, что ис- следуемые породы формировались в зоне спрединга, где, как извест- но (см. статью М. И. Кузьмина и Л. П. Зоненшайна в наст. сбор- нике), фиксируются малоуглубин- ные магматические очаги.

Касаясь геохимических данных по распределению редких элемен- тов (табл. 2), отметим, что все исследованные породы характеризуются крайне низкими концентрациями литофильных металлов. Этот факт под- черкивает, с одной стороны, генетическую близость всех рассматривае- мых пород, с другой — может дополнительно свидетельствовать об их океа- нической природе. Важно подчеркнуть, что и в представителях интру- зивной фации, и в субвулканических разностях и лавах отмечаются вы- сокие концентрации когерентных элементов группы железа (хром, ни- кель, кобальт). По уровню содержаний этих элементов диабазы лав и да- ек приближаются к базальтам срединно-океанических хребтов и резко отличаются от петрохимически близких пород островных дуг, содержания рассматриваемых элементов в которых на порядок ниже [Кузьмин, 1985]. Таким образом, геохимические данные также подтверждают возможность формирования пород офиолитовой ассоциации Мугоджар в спрединго- вой зоне.

Дополнительную информацию при решении вопросов о соотношениях и условиях образования магматических пород дают материалы по редко- земельным элементам [Балашов, 1976]. В табл. 2 проведены средние со- держания РЗЭ в исследуемых породах, а на рис. 3 — графики их норми- рованных по отношению к хондриту содержаний. Большинство рассмат- риваемых пород, в первую очередь габбро и диабазы, характеризуются обеднением легкими РЗЭ и La/Sm отношения в них соответственно < 1 . Эти данные лишней раз подтверждают генетическое единство всех рас- сматриваемых магматических пород офиолитовой ассоциации.

От пироксенитов через нижние и верхние габбро к диабазам даек и лав происходит закономерное увеличение в породах содержаний РЗЭ. Это связано с тем, что коэффициенты распределения РЗЭ практически для

Таблица 2

в породах офиолитовой ассоциации южных Мугоджар (Южный Урал)

Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	Cr	Ni	Co	V
0,23	0,12	—	—	0,57	—	—	0,42	—	3,8	2200	610	60	220
0,55	0,28	0,67	—	1,5	0,19	0,83	0,62	0,10	5,3	460	200	28	130
1,4	0,62	2,0	—	2,9	0,77	1,8	1,6	0,33	16	280	100	32	310
16	6,1	17	5,2	15	5,4	10	9,5	0,95	85	6,8	1,8	1,8	42
2,5	0,85	3,4	—	4,7	0,98	3,2	2,6	0,35	20	300	130	40	340
4,7	1,66	5,8	1,35	7,4	1,6	5,0	4,4	0,54	36	78	65	40	334
4,5	1,8	5,2	1,9	7,3	1,4	4,3	4,6	0,49	31	90	63	35	323
3,1	1,0	3,9	—	5,5	1,1	3,2	3,2	0,38	26	165	101	38	296

введены в работе М. И. Кузьмина, А. И. Альмухамедова [1984].

всех минералов базальтовых магм меньше 1 [Zielinski, Lipman, 1976] и в процессе кристаллизации остаточные расплавы (соответственно и более поздние породы) обогащаются РЗЭ [Альмухамедов и др., 1983]. И по уровню содержания РЗЭ можно говорить об относительном возрасте или, иными словами, о «месте» пород в дифференцированной серии, формирующейся из единой базальтоидной магмы.

Как известно [Балашов, 1976], европий в отличие от других лантаноидов предпочтительнее входит в решетку плагиоклаза. В связи с этим породы, образующиеся при кумуляции плагиоклазов, имеют европиевый максимум, а кристаллизующиеся из остаточных расплавов — европиевый минимум. То, что габбро Каиндинского и Бахтыбайского массивов содержат какую-то часть избыточного кумулятивного плагиоклаза, подтверждается наличием в этих породах слабо выраженного европиевого максимума (см. рис. 3). В то же время диабазы даек Бахтыбайского массива имеют небольшой европиевый минимум, и это связано с образованием их из остаточного расплава, потерявшего часть своей плагиоклазовой составляющей.

Таким образом, проведенные исследования вещественного состава разных членов офиолитовой ассоциации Мугоджар, геологически приуроченных к обрамлению Берчогурского синклиория, указывает на их генетическую общность. Все эти породы образовались, очевидно, из единого магматического очага, постоянно функционировавшего под осью палеосрединговой зоны. При формировании магматических пород из первичной магмы ведущими были процессы фракционирования оливина и плагиоклаза. В нижней части магматического очага формировались породы кумулятивной серии, в образовании которых принимали участие оба минерала ранних этапов кристаллизации. В апикальной части очага накапливались «всплывающие» кристаллы плагиоклаза более кислого состава. Магматическая «каша», содержащая эти плагиоклазы, кристаллизовалась и замерзала на кровлю очага. В центральной части магматической камеры находился магматический расплав, который постоянно пополнялся снизу и давал начало породам второго слоя океанической коры (дайки и лавы) Уральского палеоокеана. Нетрудно видеть, что предлагаемая модель эволюции магматического очага под зоной палеосрединга Мугоджар согласуется с моделью магматической камеры под современными срединно-океаническими хребтами (см. статью М. И. Кузьмина и Л. П. Зоненшайна в наст. сборнике).

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А. И., Смирнова Е. В., Конусова В. В. и др. Редкоземельные элементы в осевой зоне Красного моря // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 269, № 6. — С. 1463—1466.
- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976. — 268 с.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов // 27 МГК. Т. 7. Тектоника. — М.: Наука, 1984. — С. 48—59.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. — 1978. — № 1. — С. 19—42.
- Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Казьмин В. Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. — М.: Институт океанологии АН СССР, 1984. — С. 6—56.
- Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Матвеевков В. В., Хаин В. В. Разрез палеозойской океанической коры в южных Мугоджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа // Геотектоника. — 1985. — № 3. — С. 5—20.
- Колман Р. Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979. — 262 с.
- Кориневский В. Г. Нижнедевонская вулканогенная формация Западных Мугоджар: Дис.... канд. геол.-мин. наук. — Алма-Ата, 1969. — 21 с.

- Кориневский В. Г.** Геологический очерк Южных Мугоджар//История развития Уральского палеоокеана.— М.: Институт океанологии АН СССР, 1984.— С. 57—80.
- Кузьмин М. И.** Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука, 1985.
- Кузьмин М. И., Альмухамедов А. И.** Химический и редкоэлементный состав базальтоидов реки Шулдак (Южные Мугоджары)//История развития Уральского палеоокеана.— М.: Институт океанологии АН СССР, 1984.— С. 126—139.
- Матвеев В. В.** Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга//Геотектоника.— 1983.— № 4.— С. 26—36.
- Рингвуд А. Е.** Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.— 584 с.
- Pallister J. S., Hopson C. A.** Samail Ophiolite Plutonic Suite: Field Relations, Phase Variation, Cryptic Variation and Layering and a model of a spreading Ridge Magma Chamber//J. Geoph. Res.— 1981.— V. 86, N B4.— P. 2593—2644.
- Zielinski R. A., Lipman P. W.** Trace-element variations at Summer Coon volcano, San Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental-interior andesite//Geol. Soc. Amer. Bull.— 1976.— V. 87, N 10.— P. 1477—1485.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
М. И. Кузьмин, Л. П. Зоненшайн. Модель магматического очага под срединно-океаническими хребтами	4
И. М. Сборщиков. Некоторые вопросы строения рифтовых зон океанов	22
А. Ю. Антонов, О. Н. Вольнец, Г. П. Авдейко, А. А. Цветков, Н. Г. Гладков, Л. А. Иванова, С. И. Савосин. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм	36
В. Д. Пампура, В. С. Антипин, Л. Л. Петров, А. Б. Перепелов, А. А. Важеевская, Н. Н. Кожемяка, Н. Е. Литасов. Геохимия бора в позднекайнозойских вулканических ассоциациях долгоживущих центров Камчатки	55
В. С. Антипин, О. Н. Вольнец, А. Б. Перепелов, М. Г. Патока, В. Д. Пампура, В. С. Успенский. Геологические соотношения и геохимическая эволюция плиоцен-четвертичного известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка)	73
В. В. Кебежинская, В. С. Гладких, В. В. Зайков, П. П. Курганьков. Геохимия продуктов внутриплитного континентального вулканизма (на примере кайнозойских базальтоидов Тувы)	90
А. С. Мехоношин. Геохимия протерозойских вулканитов Восточного Саяна	109
Г. Л. Кашинцев, В. В. Зайков. Покриты ультраосновного состава Мугоджар (Южный Урал)	121
Г. Л. Кашинцев, Г. Б. Рудник. Строение третьего слоя палеоокеанической коры на примере офиолитов Южного Урала	128
М. И. Кузьмин, А. И. Альмухамедов. Особенности вещественного состава коры Уральского палеоокеана на примере офиолитов Южных Мугоджар	148


ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД современных и древних активных зон

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР

Редактор издательства З. Д. Роскина
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Технический редактор Л. П. Минеева
Корректоры С. А. Хабте, Н. М. Горбачева

ИБ № 30207

Сдано в набор 16.10.86. Подписано к печати 25.05.87. МН-02226. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14. Усл. кр.-отт. 14,35. Уч.-изд. л. 16,3. Тираж 1000 экз. Заказ № 403. Цена 2 р. 60 к.

Ордена  Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Модель магматического очага под срединно-океаническими хребтами. Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П. Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.— Новосибирск: Наука, 1987.

Рассмотрены особенности состава океанических пород, формирующихся в системах срединно-океанических хребтов. Сделан вывод о пикритовом составе родоначальными магм для пород этих структур. Предложена модель очага под срединно-океаническими хребтами, главной особенностью которого является его двухслойное строение. Нижняя часть камеры постоянно подпитывается мантийной пикритовой магмой, которая, фракционируя, образует породы нижней части третьего слоя океанической коры. Постепенно изменяя свой состав до толеитового базальта, нижняя жидкость в дальнейшем подпитывает верхний слой магматического очага. Верхний расплав ответствен за формирование второго, базальтового, слоя океанической коры.

Некоторые вопросы строения рифтовых зон океанов. Сборщиков И. М. Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.— Новосибирск: Наука, 1987.

На примере наиболее детально изученных участков осевых зон океанических рифтов показаны общие морфологические особенности их строения. Дана характеристика центральной активной зоны (дна рифтовой долины), в которой выделяется обычно хорошо выраженная молодая экструзивная область. Сочетание постоянно действующего растяжения и импульсивного магматизма определяет структурный рисунок этой зоны. С учетом распределения тектонических структур, а также химизма магматических продуктов приводится трактовка устойчивости асимметрии в строении срединных зон как явления, связанного не со случайными миграциями осей, а с глубинными процессами. Строение отдельных «аномальных» хребтов (Рейкьянес), вероятно, можно объяснить влиянием подтока материала из района «горячей точки».

Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм. Антонов А. Ю., Волюнец О. Н., Авдейко Г. П., Цветков А. А., Гладков Н. Г., Иванова Л. А., Савосин С. И. Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.— Новосибирск: Наука, 1987.

На РЗЭ проанализировано 65 проб четвертичных вулканитов (в основном базальт-андезитового ряда) Курильской островной дуги (ОД), отобранных вдоль и поперек ее простираения. Около половины проб характеризует подволенные вулканы. Установлено, что в пределах Курильской ОД имеется поперечная и продольная зональность распределения РЗЭ в вулканитах. Поперечная зональность четко выражается в закономерном увеличении в породах суммы легких лантаноидов по направлению от фронта дуги к ее тыловым частям. Продольная зональность проявляется в том, что двигаясь вдоль ОД с юга на север в вулканитах тыловой зоны как центральной, так и северной частей ОД заметно увеличивается скорость накопления легких лантаноидов, а в андезитах фронтальной зоны самой северной части ОД — сумма РЗЭ. И поперечная, и продольная зональности распределения РЗЭ в вулканитах находятся в достаточном соответствии с изменением щелочности пород и распределением в них других редких и петрогенных элементов (К, Рb, Ва, Sr и др.) и обусловлены в первую очередь сейсмофокальной зоной Бенюффа под вулканами, ее глубиной и углом наклона.

Геохимия бора в позднекайнозойских вулканических ассоциациях долгоживущих центров Камчатки. Пампура В. Д., Антипин В. С., Петров Л. Л., Перепелов А. Б., Важевская А. А., Кожемяка Н. Н., Литасов Н. Е. Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.— Новосибирск: Наука, 1987.

Эффузивные породы долгоживущих вулканических центров неоген-четвертичного возраста Камчатки характеризуются широкими вариациями содержания бора. Наибольшее обогащение элементов установлено в эволюционном ряду пород Гамченского вулканического центра, позднечетвертичные риолиты которого имеют аномальные концентрации бора (200—295 г/т). Главная часть элемента (64—89%) в различных по кремнистости вулканитах связана с основной массой или стеклом от их общего количества в породах. Закономерности аномального обогащения бором кремнистых эффузивов не обусловлены процессами кристаллизационной дифференциации и связаны с существованием глубинного бороносного флюида.

Геологические соотношения и геохимическая эволюция плиоцен-четвертичного известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Укисчан (Камчатка). Антипин В. С., Волюнец О. Н., Перепелов А. Б., Патока М. Г., Пампура В. Д., Успенский В. С. Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.— Новосибирск: Наука, 1987.

На примере вулкана-кальдеры Укисчан (Срединный хребт Камчатки) рассмотрена геохимическая эволюция последовательно сменяющихся во времени плиоценовых известково-щелочных и позднелигоцен-четвертичных высококальциевых и шшонит-латитовых вулканитов и сопряженных с ними экструзивных образований. Показаны существенные различия магnezальной известково-щелочной и глубоко дифференцированной шшонит-латитовой серии и их генетические соотношения.

УДК 552.111

Геохимия продуктов внутриплитного континентального вулканизма (на примере кайнозойских базальтоидов Тувы). Кеппежинская В. В., Гладких В. С., Зайков В. В., Курганьков П. П. Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.— Новосибирск: Наука, 1987.

Впервые дана петро- и геохимическая характеристика кайнозойских вулканических пород Тувы — индикаторных магматических серий внутриплитного континентального вулканизма. Установлено подавляющее развитие недифференцированных или слабо дифференцированных щелочных базальтоидов натриевого, реже калиевого типа и локальное распространение толеитовых гиперстен-нормативных базальтов. Выявленные латеральные вариации в содержаниях редких элементов и петрохимические особенности изученных базальтоидных ассоциаций связываются главным образом с геохимической гетерогенностью магмогенерирующих уровней верхней мантии в пределах рифтогенных структур.

УДК 550.42:552.323.5/6

Геохимия протерозойских вулканитов Восточного Саяна. Мехоношин А. С. Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.— Новосибирск: Наука, 1987.

Изучение геохимии протерозойских вулканитов Восточного Саяна показало генетическое единство ультраосновных пород, metabазальтоидов и риолитов, входящих в состав отложений кувайской серии. На основании минералого-геохимических данных сделан вывод о соответствии пород серии типичным образованиям зеленокаменных поясов.

УДК 552.31

Пикриты ультраосновного состава Мугоджар (Южный Урал). Кашинцев Г. Л., Зайков В. В. Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.— Новосибирск: Наука, 1987.

Эффузивы ультраосновного состава встречаются в ассоциации с базальт-долеритовым комплексом океанической коры среднедевонского возраста. Изучение минерального состава и петрохимических особенностей этих пород показало, что примитивная первичная магма, формирующая офиолитовые комплексы Мугоджар, представляла собой высокомагнезиальный пикрит, состав которого был промежуточным между толеитами и ультраосновными коматитами.

УДК 552.31

Строение третьего слоя палеоокеанической коры на примере офиолитов Южного Урала. Кашинцев Г. Л., Рудник Г. Б. Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок.— Новосибирск: Наука, 1987.

Рассмотрены особенности строения и состава офиолитовых комплексов Южного Урала. Разрезы офиолитов сопоставлены с разрезом коры современных океанов. Проведенное исследование позволяет реставрировать разрез третьего слоя океанической коры Палео-Уральского океана.

УДК 552.31:550.42

Особенности вещественного состава коры Уральского палеоокеана на примере офиолитов Южных Мугоджар. Кузьмин М. И., Альмухамедов А. И. Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.— Новосибирск: Наука, 1987.

Рассмотрены состав и содержание редких элементов в разобщенных членах офиолитовой ассоциации Южных Мугоджар. Сделан вывод о генетическом единстве всех магматических пород офиолитов, о происхождении их из единой базальтовой магмы при ведущей роли фракционирования оливина и плагиоклаза.

