

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВУЛКАНОЛОГИЯ
И
СЕЙСМОЛОГИЯ

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

2

МОСКВА · 1986

УДК 552.23.519.24

КОЛОСКОВ А. В., ЖАРИНОВ С. Е.

**СРАВНЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ БАЗАЛЬТОВ
РАЗЛИЧНЫХ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЕЙ МЕТОДАМИ
МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
(построение классификационной диаграммы)**

Постановка задачи

Самыми крупными, планетарными структурами Земли являются континенты и океаны. Отношение к геосинклинальным зонам и складчатым поясам как к самостоятельным глобальным структурам, которые следует противопоставлять внегеосинклинальным областям материков и океанов [29], в настоящее время в свете идей «тектоники плит» подвергается существенной ревизии.

В связи с ревизией «концепции геосинклиналей» в последние годы все большее внимание ученых привлекают переходные зоны между океанами и континентами, так как здесь наиболее интенсивно протекают сейчас процессы тектоники магматизма и, вероятно, с позиций актуализма можно найти решение многих вопросов проблемы геосинклиналей. Ушли в прошлое представления об исключительной роли андезитового вулканизма в пределах Тихоокеанского кольца. Формационный подход к изучению магматизма Тихоокеанского подвижного пояса показал большое разнообразие продуктов эндогенной деятельности, характеризующих разные стадии его развития. Палеорекострукции, однако, требуют четких знаний о вещественных различиях этих продуктов, и прежде всего вулканитов, сформировавшихся в условиях различных геотектонических режимов: геосинклинального, континентального или океанического.

Петрохимические различия между современными островодужными и океаническими вулканическими породами в общих чертах достаточно хорошо известны: повышенные содержания кремнезема и глинозема в первых, более высокие концентрации закисного железа, магния, титана и фосфора во вторых [19, 34, 35]. На базе этих признаков различия используется большое количество диаграмм разделения типов пород [13, 19, 20, 46]. Однако за последние годы накоплен значительный геологический и геохимический материал, не укладывающийся в привычные рамки вещественно-формационных разграничений. Это прежде всего находки среди базальтов срединно-океанических хребтов высокоглиноземистых пород (плагиобазальтов или плагиотолентов), выделение среди островодужных серий высокомагнезиальных базальтов [23] и андезитов [53], установление более широких вариаций составов и более широкой распространенности пород марианит-бонинитовой ассоциации в фундаменте или нижних частях разрезов островодужных систем [6, 7].

Сравнивая составы океанических и континентальных вулканитов, одни исследователи [25, 28, 29] подчеркивают черты сходства между ними, другие [19, 20] большее внимание уделяют различиям между этими проявлениями. Так, по данным В. А. Кутолина [19], толентовые

базальты океанов сходны с траппами древних континентальных платформ по содержанию кремнезема, глинозема, окисного железа, кальция и натрия, но отличаются повышенными концентрациями титана, магния и более низкими содержаниями закисного железа и резко пониженными значениями калия. Этот же исследователь отмечает близость составов базальтов континентальной оливин-базальтовой формации и щелочных оливиновых базальтов океанов. С. А. Шека [28] предлагает противопоставлять обширные стабилизированные участки океанического ложа, сложенные однообразными силлами железистых базальтов и долеритов, океаническим рифтам и (по аналогии и близости состава с соответствующими континентальными комплексами) выделять в океаническую трапповую формацию.

Вещественные сопоставления требуют привлечения соответствующих диаграмм — емких, наглядных и надежных по своим классификационным возможностям. Используемые обычно парные диаграммы (SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; SiO_2 — K_2O ; Ti — K ; Ti — $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ и др.) недостаточно хороши ввиду ограниченности заложенной в них информации. Треугольные диаграммы типа *AFM* недостаточно надежны, поскольку на них различаются только составы с высокими и нормальными содержаниями суммарного железа (толеитовый и известково-щелочной тренды). Недостаток старых диаграмм стимулирует поиск и использование новых петрохимических диаграмм [12, 13, 22, 50].

Авторы настоящей статьи поставили перед собой задачу получить короткое и наглядное описание химические составов базальтов геосинклинальных, океанических и континентальных областей. Чтобы максимально использовать петрохимические данные, были привлечены методы многомерного статистического анализа.

Исходные данные

Первоначально задача состояла в том, чтобы найти и в наиболее сжатой форме описать различия в химическом составе базальтов геосинклинальных и океанических областей. С этой целью было взято (в основном по литературным источникам) 240 силикатных анализов пород 18 объектов (табл. 1). Под объектами нами понимаются геологические тела и их ассоциации, относящиеся к различным геоструктурным зонам, в основном Тихоокеанского региона: вулканы, вулканические комплексы, островные дуги и т. д. При отборе данных анализы, в которых отсутствовали измерения содержаний основных породообразующих окислов (за исключением MnO), не учитывались, а объекты, по которым имелось меньше пяти анализов, отбрасывались как непредставительные.

Исходный материал предварительно обрабатывали на предмет отбраковки аномальных значений по отдельным компонентам и получения однородных по каждому объекту совокупностей данных. Для этого строились гистограммы распределения содержаний окислов по отдельным объектам, а также гистограмма распределения суммы девяти признаков по всей выборке. Визуальный анализ гистограмм позволил выявить 30 аномальных химических составов; это оказались анализы измененных пород либо пород, не имеющих точной геологической привязки, либо анализы, содержащие опечатки в первоисточнике. После предварительной обработки осталось 210 химических составов, которые были использованы для построения классификационной диаграммы.

Предварительная обработка и дальнейшее статистическое исследование выполнялись на ЭВМ ЕС-1033 с помощью графической диалоговой системы ВУЛКАНИТ [8].

Таблица 1

Средние химические составы базальтов (вес.%), использованных при получении классификационной диаграммы

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Число анализов
1	50,71	0,81	19,10	4,00	5,44	4,49	10,03	3,46	1,40	5
	0,71	0,11	0,60	0,62	0,65	0,36	0,59	0,25	0,29	
2	49,70	0,69	19,17	4,51	6,24	5,31	10,35	3,25	0,41	7
	0,59	0,07	1,03	1,03	0,99	0,57	0,91	0,58	0,13	
3	49,51	0,73	20,22	3,52	6,86	4,33	11,81	2,30	0,44	8
	1,08	0,12	1,58	0,41	0,74	0,71	0,66	0,11	0,15	
4	48,99	0,76	19,80	4,66	5,45	5,09	10,88	2,35	0,94	11
	2,41	0,15	1,03	0,81	0,92	1,03	1,13	0,42	0,20	
5	49,48	1,06	18,70	3,76	6,30	4,88	10,01	3,05	1,75	33
	0,76	0,10	0,70	0,72	0,73	0,72	0,48	0,26	0,20	
6	50,41	0,80	18,42	4,62	6,65	5,74	10,27	2,30	0,48	17
	0,92	0,08	0,70	1,17	1,11	0,59	0,63	0,18	0,13	
7	50,40	0,85	19,38	2,92	7,08	4,90	10,97	1,98	0,30	11
	0,75	0,13	0,79	0,73	1,16	1,20	0,51	0,18	0,05	
8	49,01	1,06	15,43	2,69	7,15	7,74	12,10	2,45	0,39	23
	1,41	0,18	0,92	1,85	1,29	1,13	0,72	0,31	0,20	
9	49,56	1,38	14,09	1,65	10,90	6,08	10,27	2,84	0,59	7
	0,49	0,27	0,55	0,26	1,72	1,93	1,17	0,19	0,15	
10	49,45	0,74	17,75	2,83	7,03	6,53	12,66	1,63	0,33	25
	0,99	0,21	1,55	1,14	1,08	1,68	0,56	0,22	0,14	
11	51,12	0,58	21,20	3,22	5,20	5,10	11,27	2,37	0,25	6
	0,87	0,01	0,97	1,42	1,36	0,37	0,33	0,08	0,11	
12	50,78	0,84	19,32	3,22	5,72	4,92	10,86	2,79	0,58	5
	1,27	0,03	0,98	0,78	0,97	1,34	1,18	0,55	0,23	
13	48,63	1,27	16,93	2,44	7,74	7,97	11,74	2,53	0,14	5
	1,12	0,64	2,59	1,01	1,11	1,27	1,38	0,48	0,06	
14	48,97	1,29	15,61	2,73	7,66	8,10	11,60	2,56	0,18	10
	0,79	0,54	0,74	1,06	1,58	1,56	1,02	0,35	0,13	
15	49,51	1,24	13,70	7,54	6,05	6,74	10,68	2,29	0,34	12
	0,92	0,35	0,89	2,47	0,67	1,33	0,94	0,19	0,22	
16	50,76	1,02	17,07	4,29	7,00	5,01	10,37	2,75	0,72	8
	0,66	0,21	0,98	1,04	1,18	0,34	0,54	0,13	0,05	
17	49,62	1,03	16,22	4,73	5,40	7,18	11,75	2,59	0,17	9
	1,51	0,19	1,06	1,21	0,63	1,56	0,63	0,30	0,12	
18	49,96	0,93	15,99	1,76	6,85	8,45	13,13	1,85	0,21	8
	0,52	0,13	1,93	0,35	1,11	1,04	0,96	0,24	0,08	

Примечание. Верхняя цифра—среднее, нижняя—среднеквадратичное отклонение. Районы опробования базальтов: 1—Алеутские острова, о-в Адак [36]; 2,3—Кроноцкий полуостров (Камчатка), меловые и палеогеновые соответственно (неопубликованные анализы С. А. Хубуная); 4—Курильские острова; 4—Парамушир [14]; 5—Алайд [1,2]; 6—Кунашир, вулкан Тятя [11]; 7—группа вулканов Хаконе, Япония [48]; 8,9—хр. Кюсю-Палау [45]; 8—скв. 447, 9—скв. 448; 10—о-в Раул, группа Кермадек [40]; 11—о-в Виндвейшен, Южно-Сандвичева дуга [27]; 12—Малая Ангильская дуга [52]; 13—Восточно-Тихоокеанское поднятие [26,38]; 14—Тихий океан, абиссальная равнина [31,38,51]; 15—основание Марианской дуги [7]; 16—Марианские острова, современные вулканиты [49]; 17—желоб Яп, основание океанического склона [7]; 18—Срединно-Атлантический хребт [32].

Обработка данных и построение классификационной диаграммы

Получение компактного петрохимического описания исследуемой совокупности данных выполнялось с помощью статистической процедуры снижения размерности, разработанной Ю. А. Горичким совместно с одним из авторов [15]. Методика обработки является модификацией классического анализа главных компонент, дополненной критерием

Таблица 2
Квадратные корни из собственных чисел матрицы \tilde{V}

Значение	Отношение к 9-му числу
1,567	11,4
1,200	8,7
1,088	7,9
0,903	6,6
0,591	4,3
0,297	2,2
0,182	1,3
0,158	1,1
0,138	1,0

Таблица 3
Собственные числа матрицы \tilde{C}

Значение	Вклад в общую дисперсию, %
11,297	47,0
5,897	24,5
2,258	9,4
1,744	7,3
1,605	6,7
0,546	2,3
0,359	1,5
0,225	0,9
0,121	0,5

оценки размерности, и предназначена для выделения небольшого числа интегральных показателей (в виде линейных комбинаций исходных признаков), содержащих различающую информацию об объектах. Ранее на другом петрохимическом материале [16] была показана эффективность использования этой методики для рассматриваемого класса задач. Заметим, что применение традиционных методов многомерной дискриминации в данном случае не оправдано, поскольку принадлежность отдельных объектов к той или иной серии пород заранее не задается. Ниже дано описание принятой в работе статистической модели и приведены расчетные формулы.

Пусть k — число объектов (в нашем случае $k=18$); n_i — объем выборки по i -му объекту ($i=1, 2, \dots, k$), $\sum n_i=n$ ($n=210$); $X_j^{(i)}$ — j -й химический состав по i -му объекту ($j=1, 2, \dots, n_i$); $X^{(i)}=1/n_i \sum_{j=1}^{n_i} X_j^{(i)}$ — выборочное среднее по i -му объекту; d — размерность петрохимического пространства X .

Поскольку объемы выборок n_i малы (единицы — первые десятки), будем предполагать, что наблюдения по каждому объекту являются независимыми многомерными нормально распределенными случайными величинами с различными (для разных объектов) и неизвестными средними значениями, но одинаковыми ковариационными матрицами. Предположения корректны, поскольку, как показала проверка, соответствующие статистические гипотезы на исследуемых данных не отвергаются.

Пусть $\tilde{V} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{n_i} (X_j^{(i)} - X^{(i)})(X_j^{(i)} - X^{(i)})^T$ — оценка общей кова-

риационной матрицы, а L и G — соответственно матрицы собственных чисел и собственных векторов \tilde{V} : $G^T \tilde{V} G = L$. Сделаем преобразование данных:

$$Y_j^{(i)} = (L^{-1/2} G^T) X_j^{(i)}, \quad i=1, 2, \dots, k, \quad j=1, 2, \dots, n_i, \quad (1)$$

состоящее из поворота исходных координат в направлении главных осей \tilde{V} и сжатия по осям, обратно пропорционального их длинам. Целесообразность (1) ясна из табл. 2, где приведены значения длин осей матрицы \tilde{V} (квадратных корней из соответствующих собственных чисел): длина первой оси в 10 раз превышает длины трех последних. В результате применения указанного преобразования дисперсии главных осей в новых координатах выравниваются и признаки становятся равноправными.

Среднее число анализов по объектам в исследуемых данных больше 10, поэтому примем следующую статистическую модель [15]. Предпо-

ложим, что неизвестные средние химические составы по объектам лежат вблизи некоторой гиперплоскости размерности r ($r < 9$) в пространстве Y , причем они нормально распределены на самой гиперплоскости и имеют относительно нее случайные нормально распределенные флуктуации с одинаковыми дисперсиями (небольшими по сравнению с разбросом по гиперплоскости). Пусть $Y^{(i)} = \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} Y_j^{(i)}$, $\tilde{Y} = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k Y^{(i)}$ — соответственно выборочные средние по объектам и среднее по средним, $\tilde{C} = \frac{1}{k-1} \sum_{i=1}^k (Y^{(i)} - \tilde{Y})(Y^{(i)} - \tilde{Y})^T$ — матрица рассеяния выборочных средних в новых координатах, а F_r — матрица ее первых r собственных векторов: $F^T \tilde{C} F = \text{diag}(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_d)$. Тогда линейное преобразование

$$P_j^{(i)} = F_r^T Y_j^{(i)} = (F_r^T L^{-1/2} G^T) X_j^{(i)}, \quad (2)$$

$$i = 1, 2, \dots, k, j = 1, 2, \dots, n_i$$

определяет проекцию исходных данных на искомую гиперплоскость, а величина r в соответствии с [15] находится с помощью анализа собственных чисел λ_i , $i = 1, 2, \dots, d$ матрицы \tilde{C} , приведенных в табл. 3. Расчет значений статистики (критерий сферичности [47])

$$X^2(r) = \left[k - r - \frac{2(d-r)^2 + d - r + 2}{6(d-r)} \right] \left[(d-r) \log \left(\frac{1}{d-r} \sum_{j=r+1}^d \lambda_j \right) - \sum_{j=r+1}^d \log \lambda_j \right]$$

и сравнение ее с критическими точками χ^2 -распределения с $(d-r-1) \times (d-r+2)/2$ степенями свободы приводит к следующему результату. На уровне значимости 1% следует принять гипотезу $r=2$: $X^2(2) = 43,57$; $\chi^2_{0,01}(27) = 46,96$. Таким образом, в рамках принятой статистической модели не имеет смысла учитывать более двух интегральных показателей, поскольку оставшиеся семь можно рассматривать как статистический шум. Заметим (см. табл. 3), что на долю первых двух компонент P_1 и P_2 приходится около 72% общего разброса совокупности, в то время как на долю оставшихся семи компонент — всего 28%. В соответствии с (2) для признаков P_1 и P_2 расчеты дают следующие выражения:

$$P_1 = 0,8 \text{ SiO}_2 - 0,75 \text{ TiO}_2 + 1,33 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,65 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,73 \text{ FeO} + \\ + 0,59 \text{ MgO} + 0,09 \text{ CaO} + 0,55 \text{ Na}_2\text{O} + 4,66 \text{ K}_2\text{O}, \quad (3)$$

$$P_2 = 1,14 \text{ SiO}_2 - 0,13 \text{ TiO}_2 + 1,18 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1,16 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,9 \text{ FeO} + \\ + 0,62 \text{ MgO} + 0,45 \text{ CaO} + 0,15 \text{ Na}_2\text{O} - 3,98 \text{ K}_2\text{O}.$$

Для визуального анализа данных и сопоставления объектов различных геоструктурных областей рассмотрим проекцию всей совокупности из 210 химических анализов на плоскость P_1 — P_2 . На рис. 1 изображена диаграмма, показывающая в линиях уровня оценку двумерной плотности, на которой отчетливо видны естественные группировки (скопления точек). Два самых крупных кластера соответствуют океаническим толеитам и толеитам островных дуг. Субщелочные и известково-щелочные геосинклиналильные серии в исходной выборке представлены недостаточно полно: первая (вулкан Алайд, 33 анализа) образует почти изолированный кластер, вторая (острова Адак, Парамушир, 16 анализов) выражена слабо.

На рис. 1 нанесены, кроме того, дополнительные оси координат \bar{P}_1 и \bar{P}_2 таким образом, чтобы первая из них разделяла породы океанических областей и геосинклинальные серии; вторая ось проведена из условия ортогональности с первой, точка O выбрана произвольно. Точные статистические расчеты показывают, что по признаку \bar{P}_2 совокупность данных существенно неоднородна; можно поэтому предположить наличие в выборке двух генетически самостоятельных классов пород.

Оценим теперь, с какими изменениями в содержаниях основных петрогенных окислов связано увеличение или уменьшение значений \bar{P}_1 и \bar{P}_2 . Другими словами, попытаемся выяснить, как в чистом виде (без учета зашумляющих факторов) меняется химический состав базальтов при

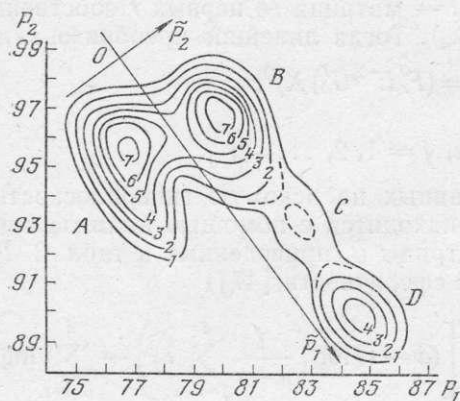


Рис. 1. Линии уровня плотности распределения всей выборки на плоскости главных факторов (P_1 , P_2). Цифры соответствуют номерам уровней; пунктиром показана линия промежуточного уровня. Группировки: А — океанические толеиты, В, С, — геосинклинальная серия (толеитовые, известково-щелочные и субщелочные базальты)

переходе от одной геоструктурной зоны к другой. Аналогично [16] рассчитаем для этой цели обратное к (2) преобразование:

$$\begin{aligned}
 \text{SiO}_2 &= 0,16 \bar{P}_2 + 49,66, \\
 \text{TiO}_2 &= -0,08 \bar{P}_2 + 1,04, \\
 \text{Al}_2\text{O}_3 &= 0,69 \bar{P}_2 + 17,33, \\
 \text{Fe}_2\text{O}_3 &= 0,10 \bar{P}_2 + 3,49, \\
 \text{FeO} &= -0,26 \bar{P}_2 + 7,00, \\
 \text{MgO} &= -0,17 \bar{P}_1 - 0,32 \bar{P}_2 + 6,98, \\
 \text{CaO} &= -0,17 \bar{P}_1 - 0,06 \bar{P}_2 + 11,92, \\
 \text{Na}_2\text{O} &= 0,10 \bar{P}_1 + 2,10, \\
 \text{K}_2\text{O} &= 0,14 \bar{P}_1 - 0,06.
 \end{aligned} \tag{4}$$

В приведенных выражениях коэффициенты при \bar{P}_1 и \bar{P}_2 , по величине меньше 0,03 (и являющиеся наверняка незначимыми из-за случайного характера данных), заменены нулями. Более наглядно полученные закономерности представлены в графическом виде на рис. 2. Из графиков и соотношений (4) видно, что степень «океаничности» базальтов (величина фактора \bar{P}_2) определяет, как и следовало ожидать, главным образом содержание Al_2O_3 и в меньшей степени содержания SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO . Наоборот, используемое некоторыми исследователями разделение по K_2O , как следует из полученных результатов, необосновано.

Анализ диаграммы

После получения интегральных показателей P_1 и P_2 был дополнительно привлечен большой аналитический материал по составам базальтов различных геоструктурных областей (всего 129 объектов, по каж-

дому от 5—7 до 100—150 анализов). Поля фигуративных точек для современных океанических и геосинклинальных базальтов представлены на рис. 3, для континентальных траппов и рифтовых зон в сравнении с геосинклинальными базальтами — на рис. 4. Для уточнения границ составов толеитовых, известково-щелочных и субщелочных (щелочных) серий внутри поля геосинклинальных базальтов использовались данные по 30 современным вулканам Камчатки (всего около 300 анализов) в соответствии с классификацией О. Н. Волынца [5]. Далее эти линии раздела были продолжены в область океанических и континентальных пород с сохранением постоянных отношений $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$. Тем самым были отделены поля известковых, известково-щелочных и щелоч-

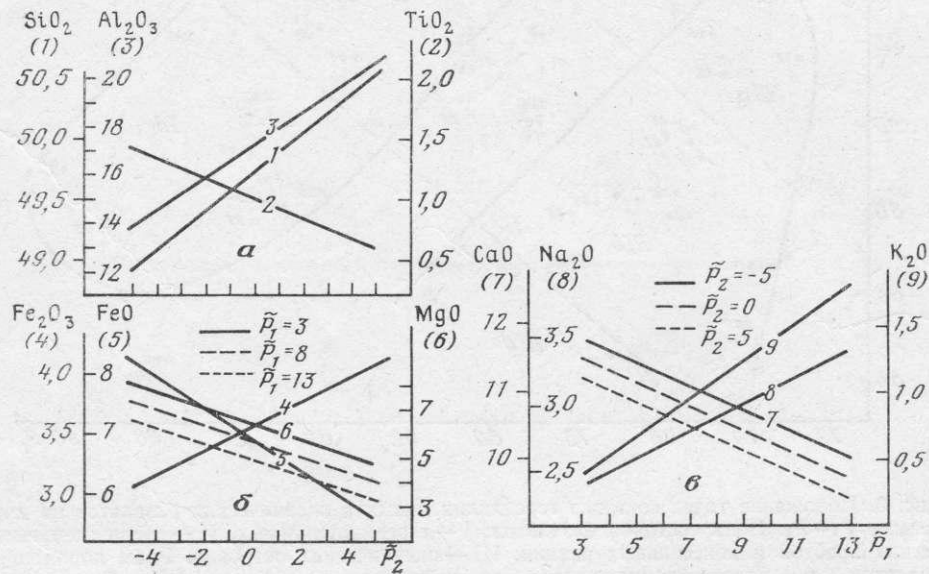


Рис. 2. Тенденции изменения основных породообразующих окислов в зависимости от факторов P_2 (а, б) и P_1 (в), рассчитанные по формулам (4). 1—SiO₂, 2—TiO₂, 3—Al₂O₃, 4—Fe₂O₃, 5—FeO, 6—MgO, 7—CaO, 8—Na₂O, 9—K₂O

ных океанических и континентальных пород, соответствующие толеитовым, известково-щелочным и субщелочным (щелочным) рядам базальтов геосинклинальных зон.

Как видно на рис. 3, точки составов геосинклинальных базальтов образуют изолированное и вытянутое поле со сменой от наименее щелочных толеитов к наиболее щелочным разностям. Хотя они представлены в основном вулканитами современных островных дуг, однако точки составов базальтов некоторых древних эвгеосинклинальных (Магнитогорского, Камчатского) и орогенных (Каскадные горы США) поясов также размещаются в пределах указанной области.

Базальты срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин компактно локализируются в поле известковистых пород или толеитов. Обо-собненное и вытянутое поле дают составы базальтов океанических островов. Если сравнивать их с геосинклинальными сериями по относительной щелочности — известковистости, то и здесь видна смена от наименее щелочных толеитов к максимально щелочным гавайитам, океанитам и онкарамитам через промежуточные разности. Постепенное возрастание щелочности пород океанических островов в таком же широком интервале значений, как и для геосинклинальных базальтов, делает оправданным разделение их не на два (толеитовые — щелочные), а на три ряда (толеитовые, промежуточные, или известково-щелочные, и щелочные).

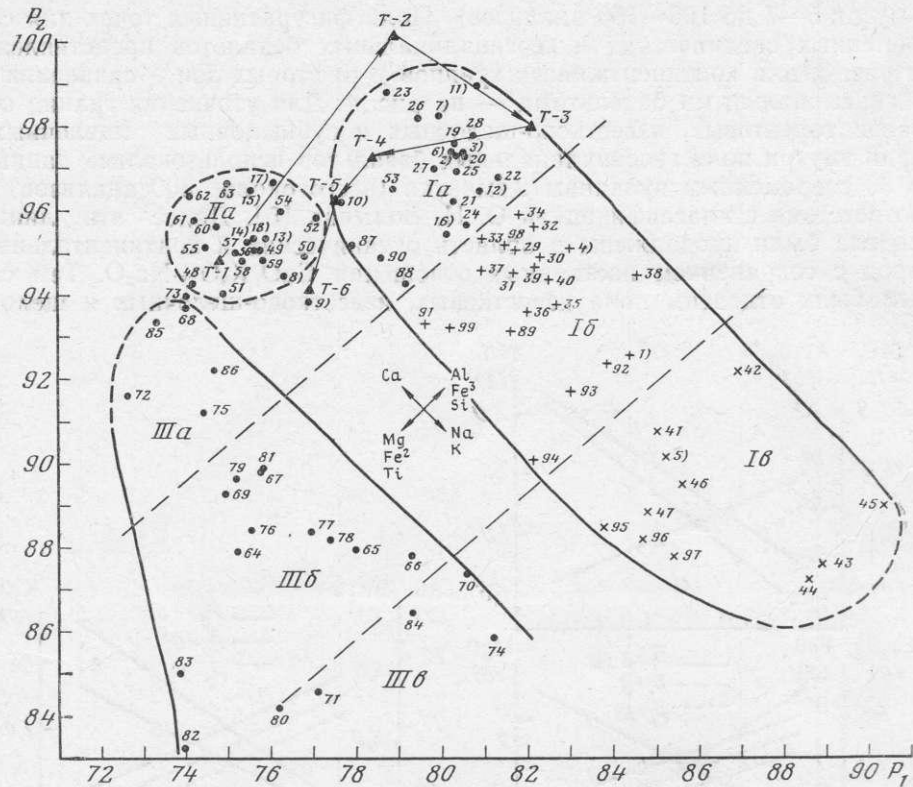


Рис. 3. Положение точек составов геосинклинальных и океанических базальтов на диаграмме P_1 — P_2 . Поля составов базальтов: I — геосинклинальных, II — срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин, III — океанических островов. Ряды пород: а — толеитов, б — известково-щелочных, в — субщелочных и щелочных. Здесь (и на рис. 4, 5) перекрещивающимися стрелками со значками элементов показаны тенденции изменения основных окислов в соответствии с рис. 2.

1—18 — базальты по данным табл. 1. 19—47 — современные базальты Камчатки по [5] (по вулканам Ксудач и Малый Семейчик использованы неопубликованные анализы О. Б. Селянгина): 19 — Ильинский, 20 — Желтовский, 21 — Ксудач, 22 — Ходутка, 23 — Мутновский, 24 — Малый Семейчик, 25 — Авачинский, 26 — Кихпинич, 27 — Кроноцкий, 28 — Большой Семейчик, 29 — Кошелева, 30 — Горелый, 31 — Корякский, 32 — Крашенинникова, 33 — докальдерная постройка вулкана Узон, 34 — Узон, 35 — Ключевской, 36 — Малая Удина, 37 — Большая Удина, 38 — Зминая, 39 — Камень, 40 — Острый и Плоский Толбачики, 41 — Горелый, 42 — Явинский, 43 — Шапочка, 44 — Большая Кетепана, 45 — Шивелуч, 46 — Ичинский, 47 — ареальная зона Центральной Камчатской депрессии. 48—53 — базальты по [13]: 48 — срединно-океанических хребтов, 49, 50 — Срединно-Атлантического и Срединно-Индийского хребтов, 51 — оливиновые толеиты и 52 — плагиотолеиты Атлантического и Индийского океанов, 53 — толеитовые базальты Каскадных гор (США). 54—58 — закалочные стекла базальтов из скважин глубоководного бурения в Атлантическом океане [42—44]: 54 — скв. 332в, 55 — скв. 334, 56 — скв. 335, 57 — скв. 395а, 58 — скв. 396в. 59—63 — «океанические траппы» Тихого океана по [28]: 59 — базальты плато Онтонг-Ява, 60 — средний состав, 61, 62 — комплексы Науру, 63 — базальты плато Манихики. 64—67 — щелочные оливиновые базальты океанов [19]: 64 — Индийского, 65 — Атлантического, 66 — Тихого, 67 — о-в Реюньон (Индийский океан). 68—70 — базальты Гавайских островов [4, 17]: 68 — толеиты, 69 — щелочные оливиновые базальты, 70 — гавайиты. 71, 72 — щелочные базальты [21]: 71 — Центрального Тихоокеанского бассейна и 72 — островов Восточно-Тихоокеанского поднятия. 73 — толеитовые базальты Исландии [54]; 74 — щелочные базальты, Маркизские острова [4]; 75 — толеиты и 76—81 — щелочные оливиновые базальты по [13]: 75 — основания островов и 76 — острова Индийского океана, 77 — в целом для океанов, 78 — в целом для Тихого океана, 79 — Гавайские острова, 80 — острова Таити, 81 — острова Пасхи. 82—86 — базальты островов по [20]: 82 — Тристан-да-Кунья; 83 — пикритовый и 84 — оливиновый базальты о-ва Гоф, Атлантический океан; 85 — щелочной оливиновый базальт и 86 — гавайит о-ва Папа-Нуи. 87—89 — базальты Уральской складчатой системы по [20]: 87 — диабаз даек, офиолитовый комплекс ордовикского возраста, Полярный Урал; 88, 89 — палеозойский пояс Маг-

Из пяти точек составов базальтов океанических островов, располагающихся на рис. 3 в ряду известковистых (толеитовых) пород, две отвечают толеитам в соответствии с их авторскими классификациями, а три относятся к щелочным базальтам, но характеризуются крайне низкими содержаниями щелочей и только благодаря своей недонасыщенности кремнеземом на диаграмме $\text{SiO}_2 - \Sigma\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ попадают в поле щелочных пород. Эти щелочные породы отличаются также низкими содержаниями Rb, Sr и Ba [20], характерными для океанических толеитов, что делает оправданным рассмотрение их в ряду известковых (толеитовых) пород.

В целом геосинклиналильные базальты в любом ряду щелочности отличаются от океанических повышенными концентрациями SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и пониженными содержаниями MgO, TiO_2 и FeO. Те же признаки отличают их от базальтов континентальных траппов и рифтовых зон (см. рис. 4). Важно подчеркнуть, что базальты как современных (островные дуги), так и древних геосинклиналей, а также орогенных поясов гораздо значительно отличаются от соответствующих типов пород океанических и континентальных областей, чем вулканиты этих сравнительно стабилизированных областей между собой. Этот вывод хорошо согласуется с представлениями о геосинклиналях как самостоятельном классе структур [29], глубоко индивидуализированном в тектоническом и вещественном плане.

Определенные черты сходства наблюдаются между базальтами срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин, с одной стороны, и континентальных траппов — с другой. Это стремление образовать компактное поле фигуративных точек в ряду толеитов и известково-щелочных пород. Вместе с тем континентальные траппы много более дифференцированы, особенно в сторону накопления щелочей.

Точки составов континентальных рифтов и океанических островов стремятся образовать поля, однообразно сдвинутые в сторону меньших значений характеристик P_1 и P_2 (для вторых эта тенденция проявлена значительно сильнее) и максимально дифференцированные по щелочности.

На диаграмме рис. 3 особняком расположена точка средних составов базальтов островов Кюсю — Палау. Хотя эти острова и рассматриваются [45] в качестве островной дуги, существовавшей от 12 до 30 млн. лет назад, но характеризуются аномальными составами базальтов, которые нетипичны для островодужных вулканитов. От базальтов островных дуг породы Кюсю — Палау отличаются (табл. 1) пониженной глиноземистостью и высокой титанистостью, по сравнению же с океаническими толеитами в них содержится повышенное количество K_2O . На диаграмме рис. 4 точка составов базальтов Кюсю — Палау располагается в поле континентальных траппов. Вопрос о находках реликтов континентальных образований в океанических областях является достаточно дискуссионным. Возможно, детальное изучение таких аномальных объектов, как Кюсю — Палау, сможет пролить свет на решение этой проблемы.

нигогорского синклинория (88 — поляковская и 89 — колтубашская свиты). 90 — базальты командорской серии (палеоцен — эоцен) о-ва Медный по [30]. 91—93 — известково-щелочные базальты Камчатки: 91 — Валагинский хребет, верхний мел [18], 92 — Срединный хребет, олигоцен — миоцен [3, 24], 93 — Ватынский пояс, верхний мел [10]. 94 — четвертичные базальты островов Новые Гебриды [4]. 95—97 — глиноземистые базальты разных фаз деятельности Большого трещинного Толбачинского извержения, Южный прорыв, Камчатка по [23]. 98 — базальты хр. Кумроч, верхний мел, Камчатка по [18]. 99 — четвертичные базальты о-в Райкоке, Курильские острова [9]. T-1 — T-6 — фигуративные точки составов базальтов островных дуг Тонга, Кермадек, Новая Зеландия [37, 39, 40]. Острова из группы Тонга: T-1 — Ниуа Фу, T-2 — Тафахи, T-3 — Эуа, T-4 — базальт, драгирсванный с глубоководной возвышенности между хребтами Тонга и Кермадек [33], T-5 — острова Кермадек, T-6 — впадина Таупо, Новая Зеландия. Здесь, а также на рис. 4, 5 составы пересчитаны на «сухой» остаток

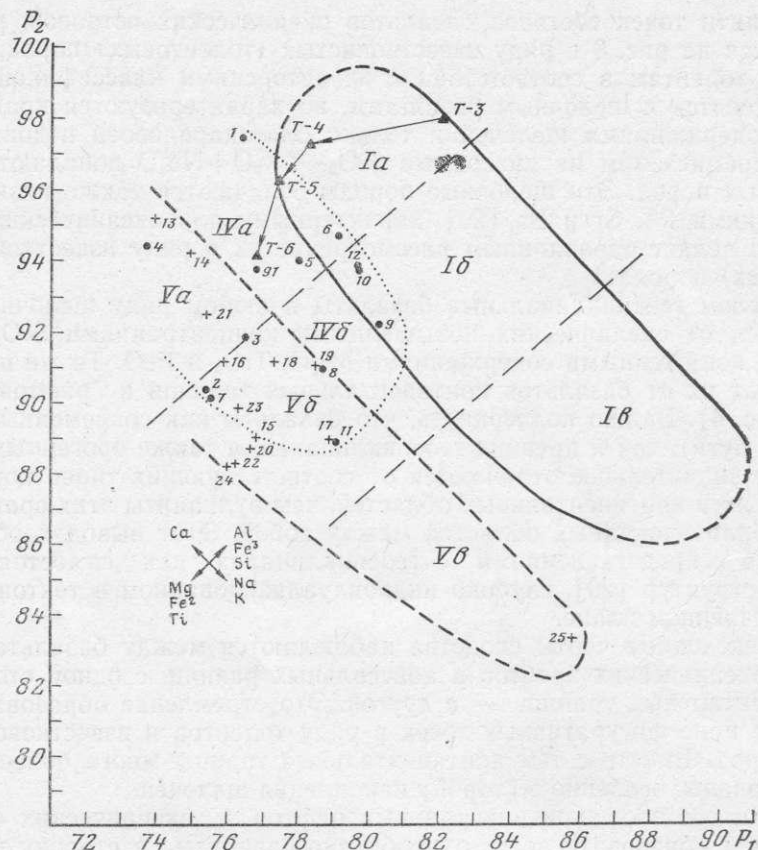


Рис. 4. Положение точек составов базальтов континентальных траппов и рифтовых зон на диаграмме P_1 — P_2 . Поля составов базальтов: I — геосинклинальных (см. рис. 3), IV — континентальных траппов, V — рифтовых зон; а—в — см. в подписи к рис. 3. 1—12 — базальты континентальных траппов (1—5 по [20], 6—12 по [19]); 1—2 — Сибирской платформы, недифференцированные и дифференцированные долериты, 3 — Тунгусской и Путоранской провинций Сибирской платформы, 4 — девонские толеиты Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы, 5 — Лесото, Африканская платформа; 6 — долериты Карру; 7 — траппы Декана; 8 — то же Таймыра; 9 — долериты Тасмании; 10 — то же Антарктики; 11 — траппы Зауралья и Тургайского прогиба; 12 — то же Кузбасса; 13—25 — базальты рифтовых зон континентов [20]: 13 — осевого трога Красного моря; 14, 15 — острова осевой зоны Красного моря; 16 — рифт Грегори, Кения; 17 — оливиновый толеит Байкальского рифта; 18 — щелочной базальт плато Шират Саудовской Аравии; 19 — Малый Аден; 20 — щелочной оливиновый базальт Рейнского грабена; 21, 22 — базальт и ферробазальт южной части рифта Грегори, Кения; 23 — Эфиопия, 24 — оливиновый базальт Восточно-Африканской рифтовой зоны; 25 — щелочной оливиновый базальт Байкальского рифта. Т-3-6 — то же, что и на рис. 3

Смена составов пород в ряду от толеитов через известково-щелочные к щелочным базальтам в системах островных дуг отражает хорошо изложенную поперечную зональность внутри этих структур. Такая зональность достаточно стабильна во времени. На Камчатке, например, приуроченность вулканитов толеитового ряда к фронтальным, а субщелочного к тыловым частям подвижной области сохраняется от позднемелового до современного периода. В системах континентальных рифтовых зон и архипелагах океанических островов смена пород по щелочности скорее временная, чем пространственная, с обычной направленностью от толеитов к породам повышенной щелочности.

Хотя в структурном плане островные дуги и располагаются в зоне перехода океан — континент, но существующая здесь поперечная зональность не означает сближения составов островодужных толеитов с

океаническими (см. рис. 3), а щелочных пород с континентальными (см. рис. 4). Переход от субокеанических к субконтинентальным типам базальтов через промежуточные островодужные составы можно наблюдать при рассмотрении продольной зональности в некоторых зонах сочленения современных островодужных, океанических и континентальных структур. Этот тип зональности хорошо изучен на примере островных дуг Тонга — Кермадек — Новая Зеландия [39] и на рис. 3 и 4 иллюстрируется последовательным расположением точек составов базальтов сначала в поле океанических толеитов (о-в Ниуа Фу)¹, затем в поле островодужных базальтов (острова Тафахи и Эуа, образцы с подводного хребта, соединяющего дуги Тонга и Кермадек, дуга Кермадек) и, наконец — в поле составов континентальной трапповой формации (наложенная впадина Таупо в Новой Зеландии).

Выводы

1. Рассмотрена задача многомерного статистического сравнения по петрохимическим данным базальтов геосинклинальных, океанических и континентальных областей. Показано, что в рамках сделанных предположений о статистических свойствах выборки основная информация о различии объектов описывается двумя интегральными показателями, являющимися линейными комбинациями основных пороодообразующих окислов.

2. Предложена петрохимическая диаграмма для сравнения базальтов различных геоструктурных областей. В отличие от других диаграмм подобного типа здесь выделены зоны, соответствующие трем основным рядам пород, отличающимся по относительной щелочности — известковистости: толеитовому, известково-щелочному и субщелочному (щелочному).

3. С помощью предложенной диаграммы выделены три основных класса пород: базальты геосинклинальных зон (в том числе современных островных дуг и орогенных поясов); базальты срединно-океанических хребтов, абиссальных равнин и близкие к ним по составу траппы континентальных платформ; базальты океанических островов и близкие к ним по составу породы континентальных рифтов.

Базальты геосинклинальных зон отличаются от подобных образований океанов и континентов гораздо значительнее, чем породы этих сравнительно стабилизированных областей между собой. В этом плане геосинклинальные зоны и складчатые пояса необходимо противопоставлять внегеосинклинальным областям материков и океанов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдурахманов А. И., Пискунов Б. Н., Смирнов И. Г., Федорченко В. И.* Вулкан Алайд (Курильские острова).— В кн.: Восточно-азиатские системы. Южно-Сахалинск, 1968, с. 85—107.
2. *Авдейко Г. П., Токарев П. Н., Меняйлов И. А., Хренов А. П., Флеров Г. Б., Широков В. А.* Извержение побочного прорыва Олимпийского на вулкане Алайд в 1972 г.— В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 55—64.
3. *Апрелков С. Е., Харченко Ю. И., Фролов Ю. Ф.* Миоценовые интрузии Центральной Камчатки.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Т. III. Магадан, 1976, с. 99—111.
4. *Бевзенко П. Е.* Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 319 с.
5. *Волынец О. Н., Ермаков В. А., Кирсанов И. Т., Дубик Ю. М.* Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение.— Бюл. вулканол. ст., 1976, № 52, с. 115—126.

¹ Точка T-1 одновременно попадает и в область составов континентальных базальтов, однако особенности структурного положения острова (он наиболее выдвинут в сторону океана и располагается несколько в стороне от дуги Тонга) предполагают развитие здесь океанического типа.

6. *Высоцкий С. В., Пуцин И. К., Таскаев В. И., Кирюхин Н. И.* Первая находка оливинового бонинита в желобе Тонга.— Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 1, с. 169—173.
7. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 253 с.
8. *Горицкий Ю. А., Жаринов С. Е., Масуренков Ю. П.* Диалоговая система ВУЛКАНИТ и ее применение для анализа и классификации петрохимической информации.— Вулканология и сейсмология, 1983, № 1, с. 3—24.
9. *Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
10. *Грановский А. Г.* Петрология офиолитов юго-западной части Корякского нагорья: Автореф. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1982. 26 с.
11. *Гуцин А. В.* Петрология базальтов вулкана Тятя (о-в Кунашир, Курильская островная дуга).— В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978, с. 132—156.
12. *Дмитриев Л. В., Ухапов Л. В., Шараськин А. Я.* К вопросу о составе вещества верхней мантии.— Геохимия, 1972, № 10, с. 1155—1167.
13. *Добрецов Н. Л.* Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов.— Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 11—25.
14. *Ерохов В. Ф., Шилов В. Н.* Вулканические образования Сахалина и Курильских островов.— В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971, с. 62—94.
15. *Жаринов С. Е.* Разработка статистических методов анализа и классификации многомерных данных и их реализация в диалоговой системе: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. техн. наук. М., 1984. 20 с.
16. *Жаринов С. Е.* Статистическая оценка петрохимических вариаций андезитов Большой Курильской гряды.— Вулканология и сейсмология, 1984, № 6, с. 40—54.
17. *Иодер Г. С., Тилли К. Е.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
18. *Колосков А. В.* Проблемы комагматичности представителей офиолитовых ассоциаций.— В кн.: Взаимосвязь разноглубинного магматизма. М.: Наука, 1982, с. 43—61.
19. *Кутолин В. А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 184 с.
20. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
21. *Моисеенко В. Г., Сахно К. Г.* Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
22. *Пискунов Б. Н., Федорченко В. И.* Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы.— Тихоокеанская геология, 1982, № 4, с. 22—28.
23. *Пополитов Э. И., Волюнец О. Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
24. *Ротман В. К.* Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 123—154.
25. *Салтыковский А. Я.* О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов.— Сов. геология, 1963, № 10, с. 15—23.
26. *Фролова Т. И., Мигрейкина О. Б.* Явления ликвационного расслоения в океанических базальтах.— В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Наука, 1978, с. 110—131.
27. *Фролова Т. И., Рудник Г. Б.* Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги).— Вестн. МГУ. Сер. геология, 1974, № 4, с. 20—36.
28. *Щека С. А., Куренцов Н. А.* Магматические комплексы океанов.— Сов. геология, 1981, № 11, с. 67—76.
29. *Шейнмани Ю. М.* Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии.— Сов. геология, 1965, № 8, с. 3—25.
30. *Шмидт О. А.* Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 105 с.
31. *Bass M. W., Moberly R., Rhodes S. M., Church S. E.* Volcanic rocks cored in the Central Pacific. Leg 17, DSDP.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, v. 54, № 11, p. 991—995.
32. *Bonganlt H., Hekinian R.* Rift valley in the Atlantic ocean near 36°50'N. Petrology and geochemistry of basaltic rocks.— Earth Planet. Sci. Lett., 1974, v. 24, p. 17—34.
33. *Brothers R. W., Heming R. F., Hawke M. M., Daney F. J.* Tholeiitic basalt from the Monomai seamount, Tonga—Kermadec ridge.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1980, v. 23, № 4, p. 537—539.
34. *Chayes F. A., Velde D.* On distinguishing basaltic lavas of Cirenmoilan and Oceanic-island type by means of discriminant functions.— Amer. J. Sci., 1965, v. 263, № 3.
35. *Chayes F. A.* A petrographic distinction between Cenozoic volcanics in and around the open oceans.— J. Geophys. Res., 1964, v. 69, № 8, p. 1573—1588.
36. *Coats R. R.* Magmatic differentiation in Tertiary and Quaternary volcanic rocks from Adak and Kanada Islands, Aleutian Islands, Alaska.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1952, v. 63, p. 485—514.

37. *Cole J. W.* Genesis of lavas of the Taupo volcanic zone, North Island, New Zealand.— *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1981, v. 10, № 4, p. 317—337.
38. *Engel A. E. G., Engel C. G., Hawens R. H.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, v. 76, № 7, p. 846—874.
39. *Ewart A.* Mineralogical and chemical evolution of the Tonga—Kermadec—New Zealand Island arc.— 25 Intern. Geol. Congr., Abstracts, 1976, v. 1, p. 50—51.
40. *Ewart A., Brothers R. W., Mateen A.* An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga—Kermadec—New Zealand arc.— *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1977, v. 2, № 3, p. 205—250.
41. *Gorton M. P.* The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, v. 41, № 9, p. 1257—1270.
42. Initial Report of the DSDP. 1977, v. 37.
43. Initial Report of the DSDP. 1979a, v. 45.
44. Initial Report of the DSDP. 1979b, v. 46.
45. Initial Report of the DSDP. 1981, v. 59.
46. *Jakes P. J., White A. J. R.* Composition of island arcs and continental growth.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 12, № 2, p. 224—230.
47. *James A. T.* Tests of equality of latent roots of the covariance matrix.— In: *Multivariate Analysis II*/Ed. Krishnaiah R. R. N. Y.: Acad. Press, 1969, p. 205—218.
48. *Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1950, v. 61, p. 957—1020.
49. *Larson E. E., Reynolds R. L., Merrill R.* Major-element petrochemistry of some extrusive rocks from the volcanically active Mariana Islands.— *Bull. Volcanol.*, 1975, v. 38, № 2, p. 361—377.
50. *Pearce J. A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts.— *J. Petrol.*, 1976, v. 17, p. 15—43.
51. *Ridley W. J., Rhodes J. M., Reid A. M., Jodes I., Shih C., Bass M. N.* Basalts from Leg 6 of the Deep-Sea Drilling Program.— *J. Petrol.*, 1974, v. 15, p. 140—159.
52. *Smith A. L., Roobol M. J., Gunn B. M.* The Lesser Antilles—a discussion of the island arc magmatism.— *Bull. Volcanol.*, 1980, v. 43, № 2, p. 287—302.
53. *Tatsumi Y., Ishizada K.* Origin of high-magnesian andesites in the Setonchi volcanic belt, southwest Japan. I. Petrographical and chemical characteristics.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, v. 60, p. 293—304.
54. *Wood D. A.* Major and trace element variations in the Tertiary lavas of Eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland geochemical anomaly.— *J. Petrol.*, 1978, v. 19, № 3, p. 393—436.

Институт вулканологии
ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
14.VII.1984