

ОКЕАНИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ

ЭВОЛЮЦИЯ,
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КОРРЕЛЯЦИЯ

« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Петрографический комитет

ОКЕАНИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ

ЭВОЛЮЦИЯ,
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КОРРЕЛЯЦИЯ

Ответственный редактор
О.А. БОГАТИКОВ



МОСКВА
"НАУКА" 1986



4534

На современном представительном материале охарактеризованы магматические ассоциации различных геодинамических режимов океанической литосферы. Рассмотрены проблемы мантийной неоднородности, петрогенеза и рудообразования в различных морфоструктурах Мирового океана. Приведены результаты петрологических и геохимических исследований процессов преобразования океанической коры в континентальную, эволюции магматических серий и связанной с ними металлогении. Осуществлены широкие корреляции магматических ассоциаций океанов и зон перехода от океана к континенту с однотипными формациями континентов.

Редакционная коллегия:

О.А. БОГАТИКОВ (отв. редактор), Ю.И. ДМИТРИЕВ,
А.К. СИМОН, А.А. ЦВЕТКОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выдающийся советский петролог академик А.Н. Заварицкий уже на самых ранних стадиях современного этапа изучения геологии Мирового океана указал на огромное значение результатов этих исследований для познания общих закономерностей строения и эволюции нашей планеты. В своей статье "Одна из важнейших задач науки о Земле. Проблема образования Тихого океана" (Вестн. АН СССР, 1952, № 6, с. 66–68) А.Н. Заварицкий писал: "Нельзя понять образование поверхности Земли вообще, ее материков и морей и даже внешних оболочек земного шара в целом, не разрешив вопроса о возникновении Тихого океана" (с. 66).

В настоящее время важность и перспективность геологических исследований в океане как источника новых фактов и идей для разработки фундаментальных проблем наук о Земле и их прикладных аспектов является очевидной. Продолжают расширяться и углубляться работы по изучению геологии океана, проводимые Академией наук СССР и координируемые Комиссией по проблемам Мирового океана АН СССР. В рамках этих работ существенная роль принадлежит петрологическим и геохимическим исследованиям магматических пород океанической литосферы, слагающих ее практически целиком и являющихся носителями или источниками известного и прогнозируемого оруденения.

Для оперативного обмена новейшей информацией, корректировки существующих и обсуждения новых концепций проявления и развития магматизма в океанических регионах, а также для дальнейшего улучшения координации и планирования петролого-геохимических исследований океанических изверженных и метаморфических пород Петрографический комитет АН СССР, рабочие группы "Петрология" и "Геохимия" Комиссии по проблемам Мирового океана, рабочая группа № 2 "Эволюция континентальной литосферы" Международной программы "Литосфера", а также Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР и Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР регулярно проводят представительные совещания по наиболее актуальным проблемам магматизма и метаморфизма океана, а также публикуют соответствующие тематические сборники.

Предлагаемый вниманию читателя сборник имеет своим лейтмотивом рассмотрение процессов развития океанического магматизма в различных морфоструктурах и геодинамических обстановках и сравнительный анализ состава и условий образования однотипных ассоциаций океанических и континентальных изверженных горных пород.

Для корректного сопоставления продуктов и процессов океанического и континентального магматизма и определения черт сходства и различия

между ними важно выделить и охарактеризовать индикаторные магматические породы и их ассоциации, появление которых знаменует смену океанических условий петрогенезиса континентальными, увязать эти особенности с общим ходом структурно-геодинамической эволюции литосферы Земли и геологической историей конкретных регионов.

В статье М.К. Суханова и О.А. Богатикова показано, что аноксигеновая тенденция развития магматизма характерна для структурной зоны перехода от континентов к океану и появление аноксигенов можно считать индикатором смены формаций океанической коры формациями коры континентальной. При реконструкции процессов преобразования океанической коры в континентальную С.В. Чесноков и И.С. Красивская обосновывают вывод об индикаторной роли плагиигранит-плагииориолитовой формации, становление которой происходит на самых ранних стадиях образования сиалической оболочки на базитовом фундаменте.

Одной из кардинальных проблем современной петрологии является проблема зависимости характера и форм проявления магматизма от тектонического строения и геодинамических режимов, на фоне которых развивалась интрузивная и эффузивная деятельность. По этому вопросу существуют самые различные представления — от наиболее широко распространенных взглядов относительно связей состава магматических ассоциаций со структурно-геодинамическими условиями их формирования до точек зрения, отрицающих наличие такой зависимости. Позиция исследователей относительно взаимосвязей магматизма и тектоники накладывает свой отпечаток и на трактовку данных при сравнительном анализе ассоциаций изверженных горных пород океанических и континентальных регионов, чему посвящены статьи Е.В. Шаркова и А.А. Цветкова, С.А. Куренкова и А.С. Перфильева, А.А. Цветкова и Д.З. Журавлева, Г.В. Нестеренко.

При конкретизации причин, обусловивших специфику состава ассоциаций магматических пород, сформировавшихся в той или иной структурно-геодинамической обстановке, в качестве ведущих факторов обычно рассматриваются глубина выплавления первичных магм и степень плавления исходного магматического субстрата, развитость процессов фракционной дифференциации образовавшихся расплавов и выраженность их взаимодействия с вмещающими породами.

В статье, посвященной глубинным условиям базальтового магмообразования, Ю.С. Генштафт, А.Я. Салтыковский, В. Крамер и В. Зайферт выдвигают тезис о превалирующей роли флюидно-расплавного массообмена и массопереноса в определении петрохимии базальтовых ассоциаций, отрицая связь состава магм с глубиной их генерации. Развитие процессов дифференциации магм в морфоструктурах океанического ложа, на вулканических островах и в зонах островных дуг охарактеризовано на конкретных примерах в статьях Н.С. Муравьевой и А.И. Полякова, В.Л. Барсукова, Н.А. Дурасовой и В.А. Дорофеева, Б.Н. Пискунова, А.И. Абдурахманова, Р.И. Родионовой и В.И. Федорченко, Г.П. Авдейко, А.Ю. Антонова, О.Н. Волынца, Н.Г. Гладкова, Д.З. Журавлева, А.А. Цветкова и И.В. Чернышева, А.А. Цветкова, М.К. Суханова и Г.И. Говорова, А.Я. Шараськина, С.К. Злобина и С.Я. Кузнецова. В этих статьях, как и в статье М.С. Акопяна и Р.Л. Мелконяна, содержатся также сведения о признаках и возможной

роли процессов ассимиляции вмещающих пород в петрогенезисе океанических и континентальных магматических горных пород.

Изучение офиолитовых комплексов в геоструктурах континентальной коры и отождествление офиолитов с теми или иными типами разрезов океанической коры продолжает оставаться в центре внимания тектонистов, петрологов и геохимиков, ибо эти исследования позволяют получить сведения о характере проявлений магматизма в океанах прошлого и воссоздать ход его эволюции в эпохи, предшествовавшие рубежу в 200 млн. лет, с которого начинается геологическая история современных океанов.

Данной тематике посвящена статья Г.С. Закариадзе, А.Л. Книппера, А.В. Соболева, О.П. Цамеряна, Л.В. Дмитриева, В.С. Вишневской, Г.М. Колесова об офиолитах Малого Кавказа, петрохимическую корреляцию которых с изверженными породами океанической коры можно оценить на основе систематизированных данных о химизме магматических пород дна океана, приведенных в статье А.А. Ярошевского и Т.И. Цехони.

Эволюция метаморфизма пород приостровного склона желоба Тонга и термодинамические параметры этого процесса рассмотрены в статье С.А. Силантьева и С.К. Злобина.

В сборнике удачно сочетаются материалы по геологии и вещественному составу ассоциаций изверженных пород конкретных регионов, данные о методических подходах к обработке этих материалов при решении проблем магмообразования и петрогенезиса, выводы и обобщения о закономерностях проявления и эволюции магматизма в океанических и континентальных сегментах литосферы Земли.

Все это дает основание считать, что выход в свет этой книги будет с удовлетворением встречен петрологами и геохимиками, тектонистами и вулканологами.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

<i>Ab</i> — альбит	<i>Ilm</i> — ильменит
<i>Act</i> — актинолит	<i>Mt</i> — магнетит
<i>Am</i> — амфибол	<i>Ne</i> — нефелин
<i>An</i> — анортит	<i>Ol</i> — оливин
<i>Ap</i> — апатит	<i>Opx</i> — ортопироксен
<i>Aug</i> — авгит	<i>Or</i> — ортоклаза
<i>Bi</i> — биотит	<i>Pl</i> — плагиоклаз
<i>Chl</i> — хлорит	<i>Px</i> — пироксен
<i>Cord</i> — кордиерит	<i>Q</i> — кварц
<i>Cpx</i> — клинопироксен	<i>Serp</i> — серпентит
<i>Di</i> — диопсид	<i>Sp</i> — шпинель
<i>En</i> — энстатит	<i>Ta</i> — тальк
<i>Fa</i> — фаялит	<i>Ti-Mt</i> — титаномагнетит
<i>Fo</i> — форстерит	<i>Wol</i> — волластонит
<i>Fs</i> — ферросидит	<i>C_n</i> — концентрация элемента <i>n</i> в породе
<i>Fsp</i> — калиевый полевой шпат	<i>C_{ch}</i> — концентрация элемента <i>n</i> в хондритах
<i>Gr</i> — гранат	
<i>Hb</i> — роговая обманка	

Подстрочные индексы минералов означают содержание соответствующего минерала, выраженное в мольных процентах.

Е.В. ШАРКОВ, А.А. ЦВЕТКОВ

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ОКЕАНОВ И КОНТИНЕНТОВ

Одной из важнейших задач глобальной петрологии является установление причинно-следственной связи характера магматизма с типом геодинамического режима. Представляется очевидным, что подобного рода сравнение необходимо проводить на уровне серий магматических горных пород, поскольку конкретные магматические ассоциации (формации), а тем более конкретные магматические породы часто несут отпечаток региональных особенностей.

К сожалению, в понятие "магматическая серия" нередко вкладывается различный смысл [4—6, 21, 32, 33, 38]. Не останавливаясь на сути разногласий, укажем, что нами под магматической серией понимается генерализованная совокупность магматических ассоциаций, породы которых связаны промежуточными разновидностями в последовательные петрографические ряды, или ряды дифференциации (например, от основных к кислым в сериях нормальной щелочности). При этом каждая серия характеризуется общими, присущими только ей чертами специфики минерального и химического состава, позволяющими делать вывод о генетическом родстве слагающих ее пород. Образования одной магматической серии могут быть представлены как в эффузивном, так и в интрузивном вариантах, которые иногда существенно различаются по минеральному составу и химизму. Поэтому сравнительный анализ лучше вести на примере одной фациальной разновидности (например, эффузивов), причем представленной наиболее полно. В настоящее время лучше всего изучены базитовые члены магматических серий, поэтому именно они и легли в основу настоящей работы.

Среди всего многообразия континентальных и океанических изверженных пород авторы, вслед за Х. Куно [33, 34], С. Нокколдс [38], А. Мияширо [37] и Ж. Джошпин [30], выделяют пять главных типов магматических серий: толеитовые, известково-щелочные, шошонитовые (К субщелочные), К-Na субщелочные и щелочные (К, Na и К-Na). Они могут проявляться в разных геодинамических режимах (в широком смысле), главные из которых — режим растяжения (рифтовые области континентов и океанов, мантийные струи) и режим сжатия (островные дуги и активные окраины континентов). Считается, что каждый режим характеризуется своей спецификой магматизма, однако эти утверждения обычно недостаточно конкретны или касаются отдельных аспектов проблемы. Вместе с тем этот вопрос имеет чрезвычайно важное значение для реконструкции геодинамических режимов в древних мобильных (складчатых или геосинклинальных) областях и поэтому требует специального обсуждения. Представляется очевидным, что изучение характера магматизма, связанного с главными

типами геодинамических режимов, должно проводиться в первую очередь на примере кайнозойского вулканизма, геодинамическая позиция которого достаточно ясна, а породы наименее изменены.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ЗОН РАСТЯЖЕНИЯ

Среди магмоактивных зон растяжения океанов в настоящее время выделяются срединно-океанические хребты, включая участки трансформных разломов, центры задугового спрединга, подводные горы и вулканические острова. Срединно-океанические хребты образованы исключительно базальтами толеитовой серии MORB. В пределах остальных структур отмечаются как образования толеитовых (серии MORB и океанических островов), так и субщелочной и щелочной натриевой и калиево-натриевой серий. Для зон растяжения континентов характерен ареальный базальтовый (траппы, платобазальты) и рифтовый магматизм. С континентальными зонами растяжения связаны образования толеитовых (толеитовые серии траппов и рифтов), субщелочной и щелочной Na, K-Na и K серий.

Таким образом, для зон растяжения как на океанической, так и на континентальной коре характерно развитие одних и тех же типов серий за исключением серии щелочных калиевых пород, установленной только в пределах континентов. В рифтовых зонах континентов несколько более распространены субщелочные породы. Химические характеристики главных типов базитов приведены в табл. 1. Состав пород изучался разными исследователями в разных лабораториях, и поэтому полученные данные часто заметно отличаются друг от друга. В связи с этим цифры в табл. 1 следует рассматривать как оценочные, характеризующие общие тенденции в распределении элементов, но отнюдь не как кларковые величины.

Толеитовые серии. В пределах зон растяжения наблюдается четыре главных типа локализации толеитового магматизма: 1) срединно-океанические хребты; 2) океанические острова и подводные горы, связанные с мантийными струями; 3) области развития траппового магматизма; 4) континентальные рифтовые области.

Базальты срединно-океанических хребтов (MORB). Многочисленными работами последних лет было показано, что среди этих образований могут быть выделены две разновидности (I и II, или N- и E-типы MORB), неразличимые по петрографическим, минералогическим и петрохимическим признакам, но отличающиеся геохимическими характеристиками (в первую очередь особенностями распределения РЗЭ) и отчасти изотопным составом. Кроме того, присутствуют промежуточные между ними разновидности (Т-тип MORB). Пространственные и возрастные закономерности распространения MORB различного геохимического профиля, связанные, по-видимому, с геохимической гетерогенностью верхней мантии, в настоящее время интенсивно изучаются и обсуждаются [1, 14, 27]. Следует добавить, что в то время как базальты N-типа характерны только для топографически "нормальных" сегментов срединно-океанических хребтов, базальты E-типа известны также на подводных плато и подводных горах, ассоциирующих с островами на осях срединно-океанических хребтов (острова Азорские, Галапагосские, Буве, Исландия, Реюньон, Маврикий и др.). Необходимо подчеркнуть, что по петролого-геохимическим характери-

Таблица 1. Особенности вещественного состава базитов магматических серий зон растяжения

Компоненты*	Толейтовая серия			
	базальты срединно-океанических хребтов	базальты океанических островов	траппы	базальты континентальных рифтовых областей
	1**	2	3	4
1	2	3	4	5
SiO ₂	49,61	49,26	51,57	50,02
TiO ₂	1,43	2,35	1,36	1,96
Al ₂ O ₃	16,01	14,80	15,51	15,90
FeO	11,49	11,88	9,98	11,55
MnO	—	0,18	0,19	0,17
MgO	7,84	7,58	8,26	7,14
CaO	11,32	10,95	10,26	8,81
Na ₂ O	2,76	2,51	2,85	3,12
K ₂ O	0,22	0,50	0,61	1,02
P ₂ O ₅	0,14	0,28	0,08	0,32
Rb	1,0–4,5	5–12 (10) 7–33	24	(18)
Ni	135	100	170	23–175 (127)
Co	47	45	16	36–50 (40)
Cr	270	85–1150 (178)	200	18–370 (176)
V	250	370	170	—
Sr	127–105	150–400 (290)	360	273–490 (431)
Ba	12,2–55	70–200 (160)	350	195–541 (415)
Zr	15–300	100–300 (166)	170	78–266 (163)
Cu	86	116	25	21–40 (29)
Zn	85	105	93	55–193 (100)
Pb	1,9	4,2	10	4–7 (5)
Sn	1,0	—	—	—
U	0,02–0,43	0,1–0,3	—	0,61–0,92 (0,76)
Th	0,2–2,3	0,3–1,2	0,57	0,6–4,9 (1,6)
Hf	1,0–8,0	4,1	2,35	2–8 (4,1)
Ta	0,2–1,0	1,6	—	2,2–4,0 (2,9)
Nb	4,0–13	8,5–32 (26)	—	—
La	2,6	8,6–22 (14)	15,6	7,6–48,7 (28,5)
Ce	9,0	38	31,3	17,4–88,3 (46,1)
Nd	10,0	21,7	17,5	21,2–50,7 (29,5)
Sm	—	4,8	4,0	3,0–10,6 (5,8)
Yb	3,0	3,0	1,6	1,9–3,6 (2,5)
Sc	38	29,9	45	21–30

К-Na субщелочная серия			
базальты океанических островов	траппы	базальты континентальных рифтовых областей	траппы
5	6	7	8
6	7	8	9
47,52	49,99	50,13	42,84
3,07	2,68	2,52	2,70
15,55	15,20	15,71	14,17
12,35	12,59	11,69	14,49
0,20	0,20	0,18	0,20
5,71	5,32	5,25	7,59
8,61	9,72	8,37	9,95
3,89	2,93	3,76	4,83
1,39	1,11	1,81	2,77
0,64	0,25	0,58	0,45
15–400	46	33	80
25–65 (40)	94	135	250
—	30	45	50
200–560	130	283	1100
228	168	263	240
400–4000	389	735	1200
500–1200	750	460–1120 (653)	1000
200–1070 (315)	178	265	320
125	10	250	10
150	83	—	92
5,2	2	—	18
—	—	3,3	—
0,2–0,3	—	0,8	—
1,6	3,77	3,8	4,10
6,1	5,51	—	5,71
—	—	3,2	—
29,7	—	83	10
26,4	29,4	86,6	49,2
62,3	77,0	133,5	111,5
19	19,4	—	64,3
—	8,66	—	11,2
4,1	2,36	3,4	2,3
25,2	31	23	25

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
Ga	17	22	19	19,7
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7024–0,7035	0,7030–0,7050	0,7030–0,7150	0,7037–0,7050
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51312 ± 2 – – 0,51329 ± 2	0,51288 ± 2 – – 0,51307 ± 3	0,51225 – – 0,51251	0,51238–0,51248

* Окислы – в мас. %, элементы – в г/т.

** Типоморфные ± существенные модальные минералы: 1 – *Ol*(*Fa*_{9–35}), *Pl*(*An*_{88–40}), *Cpx*(*Wo*_{30–40}), *En*₅₀, *Fs*_{10–75}), *Cr-Mg-Fe* шпинель, титаномагнетит, стекло; 2 – *Ol*(*Fa*_{12–20}), *Pl*(*An*_{50–80}), *Cpx*(*Wo*_{40–30}), *En*_{50–42}, *Fs*_{10–25}), ± *Orx*, *Cr-Mg-Fe* шпинель, титаномагнетит, стекло; 3 – *Pl*(*An*_{45–85}), *Ol*(*Fa*_{12–25}), *Cpx*(авгит, субкальциевый авгит, пижонит, диопсид-авгит), *Orx*(*Fs*_{10–23}), *Mt* ± *Q*, стекло; 4 – *Ol*(*Fa*_{15–40}), *Pl*(*An*_{50–85}), *Cpx*, *Cr-Mg-Fe* шпинель, *Mt*, *Ti-Mt*; 5 – *Ol*(*Fa*_{15–40}), *Pl*(*An*_{50–85}), *Cpx*, *Mt*, *Ti-Mt*, *Am* (керсутит) ± *Bi*, стекло; 6 –

кам базальты Е-типа приближаются к субщелочным оливиновым базальтам, т.е. являются как бы "переходными" между базальтами толеитовой и К-На субщелочной серий.

Структуры MORB варьируют от стекловатых через вариолитовые, интерсертальные и офитовые до кумулятивных. Многие из базальтов имеют порфиновую структуру, причем в качестве вкрапленников наблюдаются следующие минералы: *Ol* (± *Mg-Cr* шпинель), *Pl* + *Ol* (± *Mg-Fe* шпинель) и *Pl* + *Ol* + *Cpx*, и на этом основании соответствующие породы часто описываются как оливинофиновые, плагиоклазофиновые и пироксенофиновые толеиты. Считается, что последние представляют собой наиболее низкотемпературные дифференциаты первых двух типов, из которых наиболее высокотемпературным является оливиновый (оливинофиновый) толеит.

Оливин в базальтах варьирует по составу от *Fo*₉₁ до *Fo*₆₅. Состав шпинели сильно зависит от фугитивности кислорода в конкретных условиях кристаллизации и может значительно колебаться даже в пределах одного образца. Наиболее высокотемпературные шпинели представлены хромитом, более низкотемпературные – высокоглиноземистыми разновидностями. Состав плагиоклаза меняется от *An*₈₈ во вкрапленниках до *An*₄₀ в интерстициальных лейстах и каемках. Содержание калия в плагиоклазе очень мало, однако в нем присутствуют заметные количества *Mg* и *Fe*, по-видимому, входящих в виде компонента *Ca*(*Fe*, *Mg*)^{IV}*Si*₃*O*₈ [13]. Среди клинопироксенов наиболее распространены составы *Wo*_{30–40} *En*₅₀ · *Fs*_{10–15}. Малокальциевые клинопироксены редки, а железистые разновидности встречаются только среди поздних интерстициальных образований. Пироксены ранней стадии кристаллизации содержат существенные количества *Ti*⁴⁺, *Al*, *Cr*³⁺ и немного *Na* и *Fe*³⁺.

В табл. 1 приведен средний состав MORB из работы [7]. Примерно сходные составы дают и другие авторы [17, 40 и др.]. Подавляющее большинство базальтов является гиперстен-нормативными, т.е. отвечают толеитам по классификации Г. Йодера и К. Тилли [5]. Большая их часть относится к оливиновым толеитам, хотя существенную роль играют и кварцевые толеиты, которые, очевидно, представляют собой фракционаты.

Уже первыми геохимическими исследованиями было установлено,

6	7	8	9
24,1	26	25	16
0,7030–0,7065	0,7052–0,7178	0,7045–0,7059	
0,51250 ± 3 – 0,51307 ± 3	0,51213 – 0,51237	0,51242 – 0,51245	

Pl (*An*_{40–70}), *Ol* (*Fa*_{20–45}), *Cpx* (авгит, субкальциевый авгит пижонит-авгит, диопсид-авгит), *Orx* (*Fs*_{10–25}), *Am*, *Mt* ± *Q*, стекло; ± *Bi*, стекло; 7 – *Ol* (*Fa*_{15–40}), *Pl* (*An*_{20–85}), *Cpx* (*Wo*_{42–46}), *En*_{42–45}, *Fs*_{10–13}), *Mt*, *Ti-Mt*, *Am* (керсутит) ± *Bi*, стекло; 8 – *Ne*, *Pl* (*An*_{40–90}) ± *Fsp*, *Cpx* (*Ti*-авгит, эгириин-авгит, авгит) ± *Am*, *Ol*, *Bi*, *Q*-стекло.

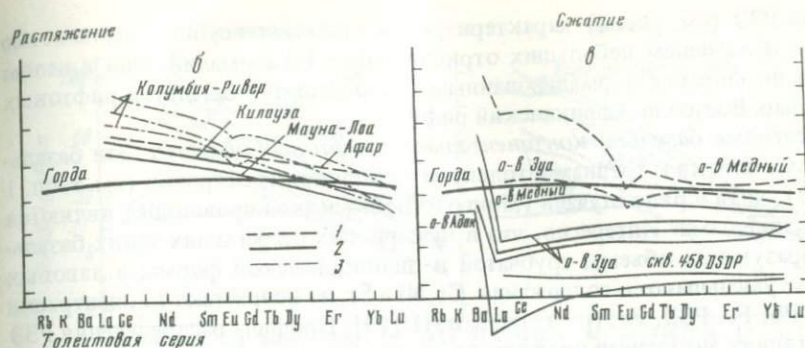
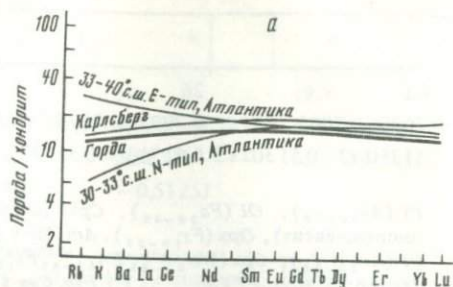
Примечание. В табл. 1,2 значения содержания компонентов представляют собой либо средние величины, рассчитанные на основании аналитических данных, приводимых в работах, указанных в библиографии к настоящей статье, либо интервал содержаний в случае значительного разброса данных (в скобках – средние значения).

что MORB относительно толеитов внутриплитных океанических островов и континентальных толеитов деплетированы крупными низковалентными катионами (*Rb*, *Cs*, *K*, *Ba*, *Sr*, *P3Э*). Сейчас показано, что такое деплетирование характерно главным образом для базальтов N-типа, а базальты Е-типа, в том числе и слагающие возвышенности, прилегающие к островам, могут быть близки к толеитам островов. Большинство высоковалентных катионов (*Th*, *U*, *Zr*, *Hf*, *Nb*, *Ta*) обычно имеют тенденцию к деплетированию в N-типе по сравнению с Е-типом и толеитами океанических островов. Типичные MORB N-типа характеризуются в 13–15 раз более высокими содержаниями тяжелых *P3Э* относительно хондритов и деплетированы легкими *P3Э* с содержаниями в 9–10 раз ниже, чем в хондритах. Базальты Е-типа, наоборот обогащены легкими *P3Э* в 15–25 раз относительно хондритов при приблизительно одинаковых содержаниях тяжелых *P3Э* (рис. 1; графики на рис. 1–4 составлены по литературным данным).

Базальты океанических островов (внутриплитный океанический магматизм). Возникновение вулканических островов и подводных вулканических гор и поднятий, на долю которых приходится 5–25% поверхности океанического дна, обычно связывается с деятельностью мантийных "горячих точек", или "мантийных струй". На островах устанавливаются три пикрит-базальтовые серии, различающиеся по щелочности: толеитовая, К-На субщелочная и Na и К-На щелочная, причем, как правило, преобладают первые две. Ввиду того что на дневную поверхность выходят только вершины подводных вулканов, составляющие не более 5–10% их объема, количественные соотношения серий точно неизвестны, но, если судить по Гавайским островам, резко преобладают породы толеитовой серии. Остановимся подробнее на характеристике базальтов пикрит-базальтовой толеитовой серии Гавайских островов. В ее составе преобладают породы с нормативным гиперстеном, реже с нормативным кварцем. Гавайские толеиты, как и толеиты других океанических островов, отличаются от MORB главным образом повышенными содержаниями *TiO*₂, *Fe* (общ) и *K*₂*O* и пониженными – *Al*₂*O*₃ (см. табл. 1). Обычно это связывается с различиями исходного расплава, отражающими различия в химическом и минеральном составе областей плавления. С другой стороны, имеющиеся

Р и с. 1. Распространение РЗЭ в породах толеитовых серий зон сжатия и растяжения

а — MORB; б — рифты (1), острова (2), траппы (3); в — островные дуги



данные, скорее, свидетельствуют о том, что собственно базальты здесь являются уже фракционатами расплавов более высокой основности — пикритов или пикробазальтов [10]. Гавайские лавы отличаются существенным фракционированием РЗЭ. Для них характерны сравнительно высокие концентрации легких РЗЭ, примерно в 30–50 раз превосходящие хондритовые, в то время как содержания тяжелых РЗЭ превосходят их только в 6–15 раз (см. рис. 1). Этим гавайские толеитовые базальты заметно отличаются от MORB. Обогащенность РЗЭ цериевой группы обычно связывается с большой глубиной формирования исходных расплавов и наличием граната в рестите [13].

Концентрация Ni в гавайских лавах — около 400 г/т, что значительно выше, чем в наиболее примитивных базальтовых стеклах срединно-океанических хребтов. Вхождение Ni, как и Co, в значительной мере контролируется фракционированием оливина и Ст-шпинели, выделяющейся вместе с оливином. Скандий, связанный с клинопироксеном, служит полезным индикатором для выявления фракционирования клинопироксена, когда последний представляет ликвидусную фазу. В островных толеитах содержание Sc обычно ниже, чем в MORB (27–35 против 35–50 г/т), что также свидетельствует о более глубинном происхождении толеитовых расплавов в области островов. Распределение крупных катионов (Ca, Cs, Rb, Ba, K, Pb, Sr) контролируется главным образом кристаллизационной дифференциацией при низких давлениях, и они накапливаются в низкотемпературных фракционатах (за исключением Ст, связанного с высокотемпературным основным плагиоклазом). Толеиты островов богаче, чем базальты MORB, калием (соответственно 0,26–0,75 и 0,1–0,3% K₂O), барием (0,70–200 и 5–50 г/т) и стронцием (150–400 и 70–200 г/т).

Содержания некогерентных элементов в породах варьируют в весьма широких пределах. Например, для гавайских толеитов содержания Zr колеблются от 70 до 700 г/т [13], однако при этом отношение Ti/Zr для всех типов пород, в том числе субщелочных, остается примерно одинаковым. Количество Nb составляет 5–25 г/т. Это выше, чем в базальтах срединно-океанических хребтов (1–15 г/т), но ниже, чем в субщелочных базальтах островов (20–160 г/т). Содержание Th равно 0,3–1,2 г/т, U — 0,1–0,3 г/т в отличие от свежих базальтов MORB, где их количество соответственно 0,1–0,7 и 0,05–0,3 г/т.

Траппы, или покровные базальты. Они представляют собой одну из наиболее устойчивых во времени ассоциаций. Для трапповых толеитовых

серий характерно сонахождение лавовых покровов и потоков с субвулканическими гипабиссальными интрузивами, обычно силлами. В геологическом отношении траппы имеют очень много общего с магматическими образованиями предрифтовой стадии континентального рифтогенеза и, очевидно, являются древними аналогами подобных областей, развитие которых могло не доходить до собственно рифтовой стадии.

В петрографическом отношении траппы, входящие в толеитовую серию, различаются по содержанию и составу типоморфных (плагиоклаз, клинопироксен), существенных (оливин, ортопироксен) и второстепенных (в том числе рудных) минералов. Для наиболее основных образований обычно относительно высокое (более 5%) количество существенно магнезиального оливина, а также относительно низкое содержание рудного минерала (титаномagnetита). В типичном представителе пород этого вида — так называемом нормальном траппе — содержится больше плагиоклаза (по сравнению с клинопироксеном), а оливин присутствует лишь в очень подчиненных количествах (2–5%). Во многих случаях в модальном составе пород обнаруживают ксеногенный кварц, а иногда даже мелкие ксенолиты пород гранитно-метаморфического слоя коры. Структурно-текстурные особенности траппов свидетельствуют о том, что первой ликвидусной фазой был плагиоклаз.

К толеитовой серии относится подавляющее большинство траппов. Все они содержат нормативный гиперстен и попадают на Ol–Ne–Di–Q диаграмме Г. Йодера и К. Тилли в поле либо оливиновых, либо кварцевых толеитов. Известны также пикробазальты. Наиболее существенно варьирует содержание кремнезема. Наименее кислыми являются сибирские траппы (46,5–51,5% SiO₂), причем верхний предел содержания SiO₂ приближается к среднему значению для всех трапповых провинций мира (см. табл. 1). В состав трапповых ассоциаций Параны и района оз. Верхнее входят и более кислые породы (андезибазальты и даже андезиты), что повышает средние значения их кремнекислотности. Суммарное содержание щелочей обычно составляет 2,2–3,2%, при этом натрий всегда преобладает над калием. Наиболее "примитивные" траппы характеризуются очень низкой магнезиальностью, намного меньшей, чем для других типов континентальных базальтов. Максимальное отношение Mg/(Mg + Fe) в платобазальтах Колумбия-Ривер, например, равно 0,6 [15]. Поэтому высказывается предположение [2, 6, 13] об изначальной повышенной железистости источников траппового магматизма. Нормализованные по хондритам графики распре-

деления РЗЭ (см. рис. 1) характеризуются отчетливой субпараллельностью кривых и наличием небольших отрицательных Eu-аномалий. Они в целом сходны по форме с нормализованными кривыми для базальтов рифтовых зон (Афар, Восточно-Африканский рифт).

Толейтовые базальты континентальных рифтовых областей. Эти базальты весьма близки к траппам и толеитам океанических островов (см. табл. 1 и рис. 1), хотя в ряде случаев (Монголо-Байкальская провинция) являются более калиевыми. Интересно, что в пузыристых сегрегациях таких базальтов, образующих объемы трубчатой и цилиндрической формы в лавовых потоках, уменьшаются содержания Cr, Ni и Sr, но возрастают концентрации Sc, Th, Rb, Fe, РЗЭ, Zr, Nb, Y, Ba, K и Hf [13]. Профиль распределения РЗЭ в сегрегациях аналогичен профилю во вмещающих породах, но их количество здесь выше и отмечается отрицательная Eu-аномалия. Предполагается, что это связано с их кристаллизацией из остаточного, насыщенного летучими компонентами расплава.

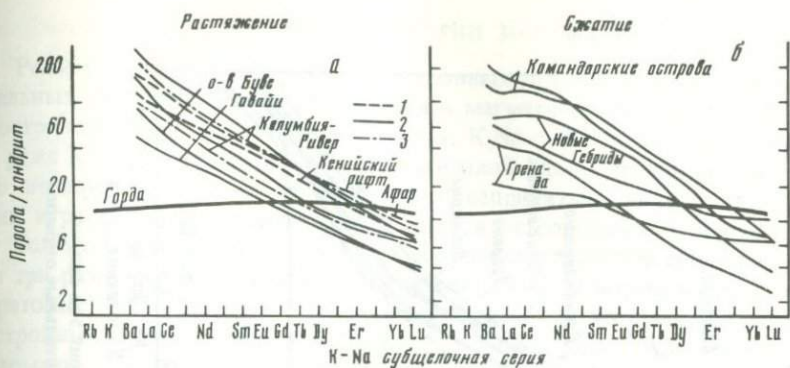
К-Na субщелочная серия. Породы этой пикрит-базальтовой серии наиболее широко распространены на океанических островах и в континентальных рифтовых системах.

Базальты океанических островов. Они являются весьма характерными породами островных подводных частей. Как и толейтовые базальты, субщелочные разновидности весьма разнообразны по структурам — от стекловатых до афировых и порфирированных. В качестве вкрапленников наблюдаются оливин, зональный плагиоклаз, редко титаномагнетит или титанавгит. В основной массе присутствуют клинопироксен, магнетит, ильменит, плагиоклаз, апатит, щелочной полевой шпат, керсутит, иногда биотит. В базальтах о-ва Тристан-да-Кунья встречается небольшое количество лейцита.

По химизму субщелочные базальты варьируют от разновидностей с небольшим содержанием нормативного гиперстена до преобладающих нефелиннормативных. Обычно они обогащены TiO_2 , FeO и K_2O и обеднены Al_2O_3 относительно толейтовых базальтов (см. табл. 1). Профиль распределения РЗЭ в субщелочных базальтах заметно отличается от такового в MORB значительным обогащением легкими и деплетированностью тяжелыми РЗЭ, хотя по абсолютному содержанию РЗЭ отчасти перекрываются составами, характерными для островных толейтов (рис. 2). Рассматриваемые базальты заметно обеднены Cr относительно толейтов, что может использоваться в качестве полезного дискриминанта. Количество скандия в них несколько выше, чем в толейтах; особенно обогащены Sc наиболее щелочные разновидности.

Содержание K_2O в породах К-На субщелочной серии островов варьирует от 0,5 до 6 вес.% (в трахитах). Они характеризуются повышенными концентрациями Ba (200—1400 г/т) и Sr (400—4000, в среднем 500—1200 г/т). Широко варьирует в содержание Rb (15—400 г/т). Так, в гавайских субщелочных базальтах оно колеблется в интервале 15—100 г/т. В целом концентрация Rb существенно выше, чем в толейтовых базальтах островов и MORB.

Базальты в составе трапповых ассоциаций. В ряде трапповых провинций мира (Декан, Сибирь, Британская третичная провинция, Парана, Карру) наряду с толейтовыми базальтами значительно распространены субщелочные оливин-базальтовые, гавайитовые и муджиеритовые лавы, в целом по



Р и с. 2. Распределение РЗЭ в породах К-Na субщелочных серий зон сжатия и растяжения

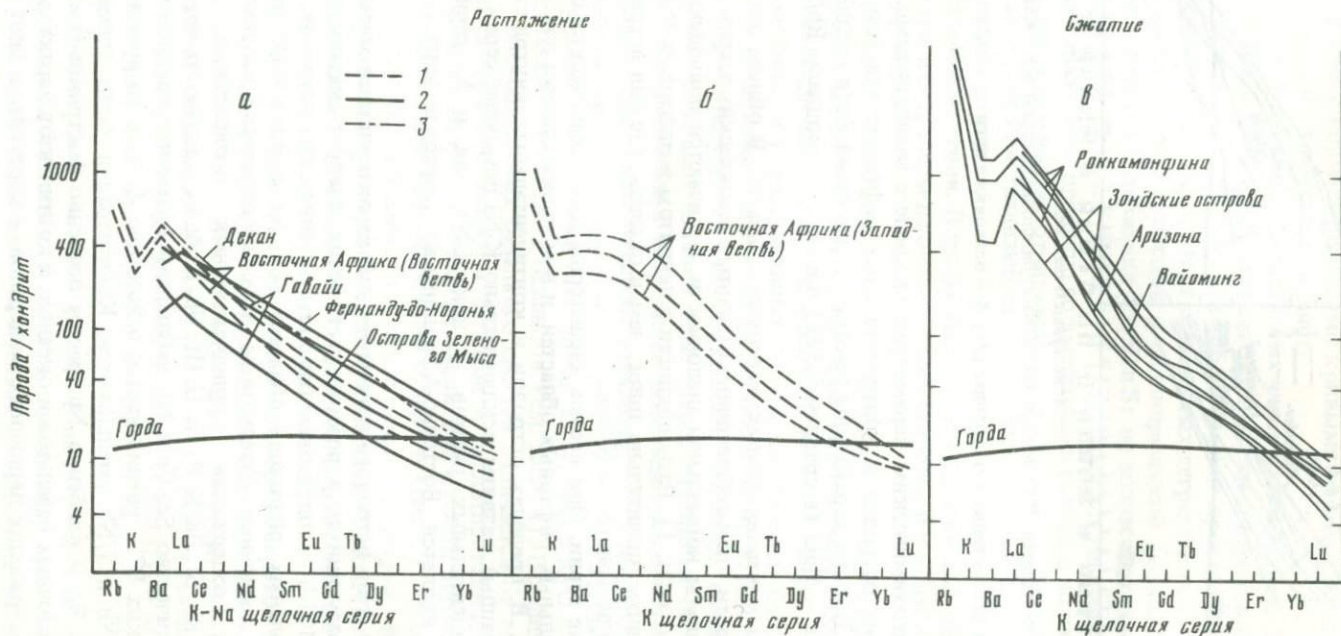
а – рифты (1), острова (2), траппы (3); б – островные дуги

петролого-геохимическим параметрам сходные с аналогичными породами океанических островов и континентальных рифтовых зон (см. табл. 1 и рис. 1, 2). Для них характерны высокие содержания Rb (в среднем 46 г/т), пониженные – MgO (в среднем 5,32%) и высокие отношения Rb/Sr (в среднем 0,15).

Базальты континентальных рифтовых областей. В общем они имеют те же особенности, что и субщелочные базальты океанических островов, однако, как и базальты нормальной щелочности, отличаются повышенной калиево-стью (см. табл. 1). Разновидности с лейцитом в рифтовых зонах континентов развиты значительно шире, чем в океанах, где они встречены пока только на о-ве Тристан-да-Кунья.

Щелочные серии. Они весьма характерны для океанических островов и континентальных рифтовых областей, и в меньшей степени для трапповых провинций. В пределах островов и континентальных внутриплитных регионов (траппы) развиты исключительно К-Na щелочные серии, а в системах континентальных рифтов – как К-Na, так и К серии, примером чего является Восточно-Африканская рифтовая зона (см. табл. 1 и рис. 3).

Подводя итог петролого-геохимической характеристике магматических пород, образующихся в режиме растяжения, следует сказать, что в ряду базальты MORB – толеитовые базальты океанических островов, траппов и континентальных рифтовых областей – К-Na субщелочные базальты – К-Na и К щелочные базальтоиды этих же сегментов направленно увеличиваются содержания крупнокатионных литофильных элементов, таких, как Rb, Sr, Ba, K, P, Th, U, Hf, Nb, и общая щелочность пород. Уменьшается количество Sc, Cr и Ni, наблюдается заметное увеличение концентрации легких РЗЭ, увеличивается отношение Zr/Y, в то время как отношения Zr/Nb и Y/Nb уменьшаются. Концентрация таких элементов, как Th, Sc, Ba, Rb и особенно Nb, растет особенно быстрыми темпами. Для К-Na субщелочных базальтов и океанов, и континентов характерно появление водосодержащих первичных минералов – керсутита и биотита – в основной массе, а также в качестве микровкрапленников.



Р и с. 3. Распределение РЗЭ в породах К-Na и К щелочной серий зон растяжения и К щелочной серий зон сжатия
 а - рифты (1), острова (2), трапшы (3); б - рифты; в - островные дуги, активные континентальные окраины

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ЗОН СЖАТИЯ

Режим сжатия проявляется на островных дугах и активных континентальных окраинах. Здесь развиты пять магматических серий: толеитовая (островодужная), известково-щелочная, К-На субщелочная, шошонитовая и реже К щелочная. Выделение шошонитовой серии, сделанное сравнительно недавно [30], пока не является общепринятым, хотя, по-видимому, она играет важную индикаторную роль в островодужном процессе [9].

Толеитовая серия. В составе островодужной толеитовой серии выделяются три разновидности базальтов: 1) оливиновые, 2) нормальные, 3) лейкократовые (лейкобазальты и лейкодолериты). Они известны на большинстве островных дуг (острова Курильские, Командорские, Алеутские, Тонга, Кермадек, Южно-Сандвичевы, Марианские и др.). Различия между ними определяются содержаниями и составом типоморфных (плагиоклаз, клинопироксен), существенных (оливин, ортопироксен) и второстепенных (амфибол, биотит, рудные) минералов. Так, для первого вида — оливиновых базальтов и долеритов — характерны относительно высокое (более 5 об.%) содержание оливина и его наиболее магнезиальный состав, а также относительно низкое количество рудного минерала. Для нормальных базальтов и долеритов типично преобладание плагиоклаза над клинопироксеном при низком содержании оливина (2–5%). В лейкобазальтах и лейкодолеритах плагиоклаз является главной минеральной фазой (до 60–70%), а оливин практически отсутствует. Для них обычны повышенные (до 10%) содержания рудных минералов — магнетита и ильменита. В основной массе базальтов толеитовой серии нередко наблюдается пижонитовый клинопироксен, что дало основание Х. Куно [33] назвать ее пижонитовой серией. Однако пижонит отмечается и в толеитах океанических островов, в частности на Гавайях, так что его наличие, по-видимому, не может считаться особенностью пород только островодужной толеитовой серии.

Базиты толеитовой серии являются наиболее "примитивными" образованиями островных дуг и отличаются самыми низкими содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Rb, Sr, Ba, Pb, U, Th, Hf, Nb при наиболее высоких концентрациях фемафильных элементов и CaO (табл. 2). П. Якеш и

Таблица 2. Особенности вещественного состава базитов магматических серий режима сжатия

Магматическая серия	Толеитовая	Известково-щелочная	К-На субщелочная базальтовая	Шошонитовая	Щелочная	
					калиево-натриевая	калиевая
Компоненты*	1**	2	3	4	5	6
1	2	3	4	5	6	
SiO_2	50,00	50,76	49,96	52,69	49,11	51,70
TiO_2	0,71	1,11	2,09	0,86	0,86	0,74
Al_2O_3	16,23	17,62	17,67	17,09	18,85	18,74
Fe_2O_3	3,17	3,64	3,87	3,49	1,44	3,73
FeO	7,96	5,88	6,55	4,78	7,43	8,31



Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
MnO	0,23	0,18	0,21	0,13	0,18	0,16
MgO	7,48	6,58	5,50	6,61	4,22	3,43
CaO	11,98	10,17	7,54	8,98	10,16	8,03
Na ₂ O	1,81	2,87	4,02	2,44	4,05	2,51
K ₂ O	0,33	0,89	2,10	2,64	3,31	8,24
P ₂ O ₅	0,10	0,30	0,49	0,39	0,46	0,41
Rb	3,3	15,6	31,5	68,5	42,3	223,0
Ni	28	24	57	20	54	1830
Co	34	30	44	30	22	20
Cr	47	54	125	115	95	77
V	270	292	290	285	175	190
Sr	198	435	638	873	1750	1723
Ba	97	370	497	942	1134	1458
Zr	57	129	224	115	208	265
Cu	250	60	110	98	—	—
Zn	80	53	52	49	—	—
Pb	2	5	5	8	—	—
Sn	5	5	5	2	—	—
La	2,2	11,4	38,1	35,2	71,5	189,1
Ge	5,9	25,5	112,7	80,4	158,0	335,2
Nd	4,5	14,4	59,0	41,8	78,2	113,4
S	1,6	4,4	9,2	8,1	14,9	15,2
Yb	1,7	2,2	1,32	1,3	2,0	2,1
U	0,15	0,75	2,40	2,83	1,5	1,3
Th	0,50	0,98	4,17	10,13	6,4	3,8
Hf	1,00	1,84	5,17	3,73	5,40	13,78
Ta	0,15	0,05	0,39	0,50	1,20	1,1
Nb	0,70	1,75	1,78	2,10	3,75	6,5
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70280—	0,70330—	0,70289—	0,70320—	0,7042—	0,7059—
	0,70380	0,70374	0,70350	0,71000	0,70856	0,7096
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51225—	0,51226—	0,51226—	0,51208—	0,51227—	0,512145—
	0,51311	0,51310	0,51294	0,51275	0,51284	0,512725

* Окислы — в мас.%, элементы — в г/т.

** Типоморфные ± существенные модальные минералы: 1 — *Pl* (*An* 60–80), *Cpx* (пижонит, пижонит-авгит, авгит, диопсид-авгит), *Ol* (*Fa* 10–40), *Orx* (гиперстен, энстатит) ± стекло; 2 — *Pl* (*An* 50–80), *Cpx* (авгит, диоксид-авгит, субкальциевый авгит), *Orx* (гиперстен), *Am* (роговая обманка) ± стекло; 3 — *pl* (*An* 40–85), *Ol* (*Fa* 10–60), *Cpx* (Ti-авгит, эгирин-авгит), *Fsp* (анортотлаз, санидин, ортоклаз) ± *Bi*, стекло; 4 — *Pl* (*An* 40–75), *Fsp* (санидин, ортоклаз), *Cpx* (авгит, салит, эгирин-авгит), *Orx* (гиперстен), *Bi*, щелочной *Am* ± стекло; 5, 6 — фельдшпатоиды (*Ne*, лейцит, анальцим, канкринит, содалит) ± *Pl* (*An* 40–90), *Fsp*, *Cpx* (Ti-авгит, эгирин-авгит, авгит) и *Am* (керсутит, баркевикит, гастингсит, арфведсонит), *Ol*, *Bi* (флогопит) ± стекло.

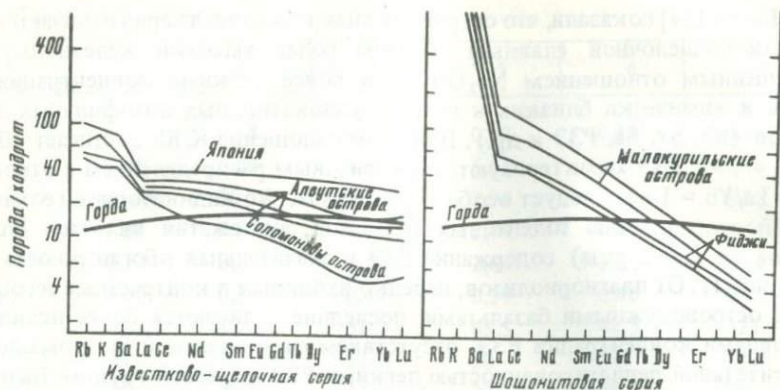
Дж. Джилл [29] показали, что островодужная толеитовая серия отличается от известково-щелочной главным образом более высокой железистостью, повышенным отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и более низкими концентрациями калия и химически близких к нему крупнокатионных литофильных элементов (Rb, Sr, Ba, PЗЭ и др.). При этом отношение K/Rb достигает 1000, $\text{Th}/\text{U} = 1-2$, PЗЭ характеризуются хондритовым распределением с отношением $\text{La}/\text{Yb} = 1-2$. Следует особо подчеркнуть, что индикаторной геохимической особенностью толеитовых базальтов зон сжатия является более низкое (в 1,5–2 раза) содержание PЗЭ и значительная обогащенность Ba (см. рис. 1). От плагиориолитов, нередко входящих в контрастные ассоциации с островодужными базальтами, последние отличаются более низкими величинами концентрации PЗЭ, отсутствием отрицательной Eu-аномалии и относительной деплетированностью легкими PЗЭ цериевой группы. Базиты толеитовой серии по сравнению с известково-щелочной и толеитами океанического дна обогащены также некоторыми халькофильными рудными компонентами — Cu, отчасти Zn [8].

Известково-щелочная серия. К наиболее распространенным типам базитов известково-щелочной серии относятся гиперстенные базальты, хотя в ряде островных дуг (Новая Гвинея, Япония и др.) известны и другие разновидности — пикробазальты, лейкобазальты, андезитобазальты и др.

Гиперстенные базальты характеризуются двупикросеновым парагенезисом (маложелезистый *Hyp*, *Aug*, *Di-Aug*, реже субкальциевый *Aug*) с высокоизвестковистым *Pl*. Оливин может присутствовать во вкрапленниках в виде неравновесных реликтов. Обычна ранняя кристаллизация рудных минералов (титаномагнетита, реже ильменита). Среди вкрапленников и в основной массе иногда появляется роговая обманка. Структура чаще всего порфировая, со стекловатой основной массой (см. табл. 2).

Впервые толеитовая и известково-щелочная серии стали различаться Л. Уэйджером и В. Диром [43] по тренду поведения железа на диаграммах *AFM*. Количественные критерии для различения этих серий были рассчитаны Т. Ирвином и В. Барагаром [28]. Аналогичным образом различие известково-щелочной и толеитовой серий устанавливается и на диаграммах $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$ и $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [28]. Для количественного разграничения островодужных пород известково-щелочной и толеитовой серий А. Мияширо [37] пользуется модифицированной разновидностью последней диаграммы.

Содержание петрогенных и малых элементов, за исключением Mg, Ca, Ni, Co, Ta, Cu и Zr, в базитах известково-щелочной серии значительно выше, чем в островодужных толеитах. Обилие полевого шпата обуславливает повышенную глиноземистость известково-щелочных пород (17–21% Al_2O_3), тем самым позволяя многим исследователям называть эту серию высокоглиноземистой [33, 34]. Существенно более высокие здесь и содержания щелочей (2,89% Na_2O и 0,89% K_2O), а также TiO_2 (1,11%). Привлекает внимание профиль распределения PЗЭ, который также позволяет надежно различать базиты толеитовой и известково-щелочной серий (см. рис. 1, 4). Он характеризуется обогащением пород легкими PЗЭ. Необходимо подчеркнуть, что форма спектров PЗЭ не только основных, но и средних и кислых пород, входящих в состав известково-щелочной серии, обычно совершенно идентична, различия существуют лишь в величине Σ PЗЭ.



Р и с. 4. Распределение РЗЭ в породах известково-щелочной и шононитовой серии островных дуг зон сжатия

Eu-аномалии, как правило, отсутствуют. Для известково-щелочных базальтов, как и для толеитовых, типично низкое отношение $Ba/La (< 2)$ при одинаковых с MORB La/Sm отношениях [31].

К-Na субщелочная серия. Обычно она бывает непрерывно-дифференцированной (Командорские острова, Япония, Малые Антильские острова и др.), причем наблюдается непрерывный ряд дифференциатов от субщелочных оливиновых базальтов, представляющих собой крайние члены серии, до трахибазальтов. Всего выделяют пять петрографических типов пород: 1) субщелочные оливиновые базальты (долериты), 2) субщелочные оливиновые лейкобазальты (лейкодолериты), 3) гавайиты (андезиновые базальты), 4) муджиериты (олигоклазовые базальты), 5) трахибазальты (трахидолериты). При этом наиболее распространены первые два типа.

Как и в зонах растяжения, К-На субщелочные базиты зон сжатия характеризуются повышенными содержаниями эльбитового минала в плагиоклазах, титан-авгитовым и эгирин-авгитовым составом клинопироксенов, присутствием титаномагнетита, ортоклаза, а также нередко керсутита и биотита. Обычно в лавах и в комагматичных им гипабиссальных интрузивах много оливина, причем он присутствует как во вкрапленниках, так и в основной массе (см. табл. 2).

В химическом отношении породы К-На субщелочной серии отличаются от базитов толеитовой и известково-щелочной серий островных дуг и активных континентальных окраин повышенными содержаниями щелочей ($Na_2O + K_2O = 3,5-8,5\%$, в среднем $4,02\% Na_2O$ и $2,10\% K_2O$), концентрация которых возрастает в процессе дифференциации. При этом отношение Na_2O/K_2O всегда остается больше единицы (1-4), т.е. эта серия является калиево-натриевой. Этим она отличается от субщелочной, но высококальциевой шононитовой серии. Для всех пород характерны высокая титанистость (в среднем $2,09\% TiO_2$) и высокие содержания $Ni(57 \text{ г/т}), Cr(125), Zr(224)$ и $Hf(5,17 \text{ г/т})$. Привлекает внимание закономерное обогащение легкими РЗЭ более щелочных и более кислых пород. Так, для К-На субщелочной серии Малой Антильской дуги в ряду от субщелочных пикро-

базальтов до субщелочных оливиновых лейкобазальтов отношение C_n/C_{ch} для легких РЗЭ возрастает от 17 до 92, тогда как для тяжелых РЗЭ оно остается практически постоянным — 8–12 [11]. Аналогичные закономерности установлены и для К-На субщелочных базитов Командорских островов (см. рис. 2), где отношение C_n/C_{ch} для элементов цериевой группы варьирует от 7 до 200, в то время как для элементов иттриевой группы — лишь от 3 до 20 [8]. Постоянство содержаний тяжелых РЗЭ в последовательном ряду дифференциации К-На субщелочной базальтовой серии, а также данные Р. Аркулюса и Н. Шимизу [12] и ряда других исследователей указывают на присутствие граната в составе мантийного субстрата (гранатового перидотита), плавление которого приводит к появлению калиево-натриевых субщелочных базальтовых магм.

Шошонитовая серия. Породы этой серии относятся к группе высококалиевых субщелочных базитов, минералогически и петрогеохимически отличающихся от пород К-На субщелочной, известково-щелочной и толеитовой серий. Объединенные в шошонитовую серию породы могут варьировать от ультраосновных абсарокитов до шошонитов, латитов и калиевых гранитов. Для шошонитов характерны более высокие, чем для К-На субщелочных оливиновых базальтов, содержания цветных фемических (биотит, щелочной амфибол) и салических (санидин, ортоклаз) минералов при практически одинаковых составах плагиоклаза (соответственно An_{40-75} и An_{40-85}).

Дополнительным минералогическим критерием разграничения К-На субщелочной и шошонитовой серии служат составы пироксенов и рудных минералов. В то время как для абсарокитов и шошонитов типичны авгит и магнетит, в К-На субщелочных базальтах преобладают титанистый авгит и титаномагнетит, что и приводит к относительному повышению в них концентраций титана и железа (см. табл. 2). С породами известково-щелочной серии шошониты сближает присутствие гиперстена.

Наиболее типичной чертой химизма шошонитовой серии является высокая калиевость ее пород. Так, концентрация калия в шошонитах достигает до 4,5%, а суммарное содержание щелочей может достигать 8% и более. При этом отношение Na_2O/K_2O всегда остается меньше единицы. Весьма характерны относительно низкие количества TiO_2 (в среднем 0,86) и железа (в среднем 8,27%), причем шошониты отличаются наиболее низкой железистостью среди базитов островных дуг. Из микроэлементов необходимо указать на высокие концентрации Sr и Ba (соответственно 873 и 942 г/т), а также U (2,83), Th (10,13), Nb (2,10) и Hf (3,43 г/т), свидетельствующие, по-видимому, о контаминации исходных расплавов сиалическим (гранито-гнейсовым) веществом фундамента [9].

Распределение РЗЭ в шошонитах, латитах и родственных им породах характеризуется обогащенностью легкими и деплетированностью тяжелыми РЗЭ, причем кривые их спектров на диаграммах расположены примерно посередине между базитами К-На субщелочной и известково-щелочной серий (см. рис. 4). В области элементов цериевой группы содержания и спектры РЗЭ в шошонитах, например Малых Курил, практически совпадают с аналогичными параметрами в континентальных двуслюдяных гранитах [9].

Щелочные серии. Породы этих магматических серий известны только в

наиболее зрелых островных дугах (Зондская, Японская, дуги Средиземноморья и др.) и участках активных континентальных окраин, обладающих мощной корой континентального профиля (Калифорния и др.). Общей особенностью базитов щелочного ряда является сравнительно низкое содержание кремнезема при довольно значительном количестве щелочей. Типоморфными минералами для всех пород данного ряда можно считать фельдшпатоиды, прежде всего нефелин, содалит, анальцит, канкринит, лейцит (псевдолейцит) (см. табл. 2). Соотношения их определяют принадлежность к K или Na серии. Важными минералами, помимо названных выше, являются также ортоклаз, санидин, плагиоклаз, количество и состав которых меняются в каждом конкретном виде пород. Из цветных минералов наиболее характерен клинопироксен (титан-авгит, эгириин-авгит, авгит, эгириин), часто присутствуют оливин, амфибол (керсутит, баркевикит, арфведсонит, гастингсит) и слюды (биотит, флогопит, лепидолит). В Na серию пород входят нефелиниты, полевошпатовые нефелиниты, тефриты, нефелиновые трахибазальты и нефелиновые меланофонолиты; в K — лейцититы, полевошпатовые лейцититы, лейцитовые трахибазальты и тефриты и лейцитовые меланофонолиты (перечислены только основные члены щелочных серий). На островных дугах и активных континентальных окраинах в отличие от зон растяжения наиболее широко распространены породы K щелочной серии. В них нередко встречаются ксенолиты флогопитовых пироксенитов и перидотитов, что указывает на мантийное происхождение исходных магм.

Химизм магматических образований щелочных серий характеризуется значительной обогащенностью крупнокатионными литофильными элементами при низких концентрациях Ni, Co, Cr, V, совпадающих с содержаниями этих элементов в базитах нормального ряда циркумтихоокеанских островных дуг. При этом концентрации K, Rb, V, Zr и PЗЭ в породах K щелочной серии значительно выше, чем в Na серии (см. табл. 2). Особенности распределения PЗЭ заключается в значительном их обогащении легкими элементами цериевой группы (см. рис. 3), причем степень обогащенности коррелируется с содержанием в породе K₂O. Для всех без исключения лав характерно наличие Eu-аномалии.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ И НЕСПЕЦИФИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ

Магматизм двух диаметрально противоположных типов геодинамических режимов океанов и континентов — режима растяжения и режима сжатия — наряду с явными чертами различия обладает и определенным сходством на уровне некоторых магматических серий. Как видно из сопоставления магматических серий, часть из них встречается в связи с обоими типами режимов, т.е. эти серии являются "сквозными" или неспецифическими, а другие характерны только для определенного типа геодинамического режима и поэтому могут быть названы специфическими. К специфическим магматическим сериям режима растяжения следует отнести: 1) толеитовые серии — толеитовую серию базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и толеитовую пикрит-базальтовую серию океанических островов, подводных поднятий, трансформных разломов, континентальных рифто-

вых областей и траппов; 2) К-Na щелочную серию. Специфическими сериями зон сжатия являются известково-щелочная и шошонитовая, а также, по-видимому, толеитовая серия ранних этапов развития островных дуг и энсиматических сегментов активных континентальных окраин. Таким образом, толеитовые серии, подчиняющиеся одним и тем же физико-химическим закономерностям, могут встречаться в разной геодинамической обстановке и в этом смысле они неспецифические. Общим для них является и то, что они представляют собой наиболее "примитивные" серии соответствующих морфоструктур. В этом мы также видим их "сквозной" характер. Однако совершенно ясно, что поскольку толеитовые серии различаются по геохимическим параметрам, главным образом по распределению РЗЭ и изотопным характеристикам, то к категории "сквозных", или неспецифических, их можно отнести лишь условно.

Гораздо больше оснований относить к неспецифическим магматическим сериям К-Na субщелочную серию. Действительно, при сравнении пород К-Na субщелочных серий островных дуг, континентальных рифтовых и внутриплитных областей и океанических островов прежде всего бросается в глаза практически полная идентичность минерального состава как в видовом, так и в количественном отношении, хотя иногда и наблюдаются некоторые различия в валовом химическом составе пород. Так, субщелочные оливиновые базальты энсиматических островных дуг отличаются от типичных базальтов океанов несколько более высокими концентрациями SiO_2 , Al_2O_3 и несколько более низкими — K_2O , Na_2O , TiO_2 , РЗЭ [9]. При этом распределение РЗЭ остается практически одинаковым. Следует подчеркнуть, что определяющей особенностью К-Na субщелочных серий различных геодинамических обстановок является более низкое, чем для других магматических серий, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Значения этого отношения часто опускаются ниже 0,7030 [22]. Как и в случае толеитовых серий, по-видимому, можно сделать вывод об универсальности К-Na субщелочных серий различных геодинамических обстановок, хотя и возникает вопрос о характере связи последних с режимом сжатия. Возможно, здесь существует альтернативное решение, согласно которому К-Na субщелочные серии связаны не непосредственно с зонами сжатия, а с комплементарными к ним локальными зонами растяжения, развивавшимися в тыловых частях островных дуг и активных континентальных окраин. Однако этот вопрос требует дальнейших исследований.

Таким образом, проведенное исследование показало, что существуют два типа магматических серий — специфические, проявляющиеся только в связи с определенными типами геодинамических режимов, и неспецифические, или "сквозные", не зависящие от геодинамической обстановки. Эта особенность последних, возможно, свидетельствует о весьма глубоких источниках магм, на состав которых практически не влияет вещество верхних оболочек Земли. То же самое относится и к специфическим сериям зон растяжения, характеризующимся в основном натриевой специализацией. Для специфических серий зон сжатия такое взаимодействие с веществом земной коры представляется весьма вероятным. В связи с этим привлекает внимание практическое отсутствие калиевых щелочных пород в океанах, что может свидетельствовать о каких-то важных особенностях в генезисе этих образований.

1. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцеская Н.М. Толиты Атлантики: Петрология и геохимия. — В кн.: Геохимия, минералогия. М.: Наука, 1980, с. 32—53.
2. Дмитриев Ю.И. Базальтовый магматизм кратонов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1983. 52 с.
3. Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Цветков А.А. и др. Происхождение магм Алеутской островной дуги по данным изучения изотопных соотношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и распределения TR элементов. — Докл. АН СССР, 1983, 270, № 6, с. 1457—1462.
4. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
5. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Недра, 1965. 248 с.
6. Маракушев А.А. К проблеме генезиса вулканических серий горных пород. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1983, № 5, с. 3—19.
7. Петрология магматических и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. 262 с.
8. Эволюция магматизма Алеутской дуги и проблемы петрогенезиса островодужных изверженных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4, с. 3—19.
9. Цветков А.А. Субщелочной базальтовый магматизм активных окраин и континентов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 3, с. 26—38.
10. Шарков Е.В. Происхождение главных типов магматических серий океанических островов и континентальных рифтовых областей с позиции кристаллизационной дифференциации. — Геохимия, 1983, № 3, с. 23—32.
11. Arculus P.J. Geology and geochemistry of the alkali basalt-andesite association of Grenada, Lesser Antilles Island arc. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, N 2, p. 615—624.
12. Arculus R.J., Shimizu N. Rare earth elements in a suite of basanitoids and alkali olivine basalts from Grenada, Lesser Antilles. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1973, 72, p. 553—560.
13. Basaltic volcanism on the terrestrial planets. N.Y. et al.: — Pergamon press, 1981. 587 p.
14. Bougault H., Treuil M., Joron J.L. Trace elements in basalts from 23°N and 36°N in the Atlantic Ocean: Fractional crystallization, partial melting and heterogeneity of the upper mantle. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1979, vol. 45, p.493—506.
15. Carlsson R. W., Lugmair G. W., MacDougall J. D. Columbia River volcanism: the question of mantle heterogeneity or crustal contamination. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, 45, p. 2483—2499.
16. De Paolo D.J., Ito E., Johnson R.W. Magma genesis in the New Britain Island arc: Constraints from Nd and Sr isotopes and trace-element patterns. — Contrib. Miner. and Petrol., 1979, 70, p. 367—379.
17. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, 43, p. 615—627.
18. Deruelle B. Calc-alkaline and shoshinitic lavas from five Chilean volcanoes (between lat. 21°45' and 24°30'S) and the distribution of the Pilo-Quaternary volcanism of the South-Central and Southern Andes. — J. Volcanol. and geotherm. Res., 1978, 3, p. 281—298.
19. Engel C.G., Engel A.E.J., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, 76, N 7, p. 1138—1185.
20. Ewart A., Stipp J.J. Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, as indicated by a study of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and Sr, Rb, K, U and Th abundances. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, 32, p. 699—736.
21. Fenner C.N. A view on magmatic differentiation. — J. Geol., 1937, 45, p. 158—168.
22. Fifth International conference on geochemistry, cosmochemistry and geochronology. Tokyo, 1982. 587 p.
23. Francis P.W., Moorbath S. Strontium isotope data for recent andesites in Ecuador and North Chile. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, 37, p. 197—202.
24. Gill J.B. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implication for evolution of an interarc basin and remnant arc. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, p. 1384—1395.
25. Hawkesworth C.J., Powell M. Magma genesis in the Lesser Antilles Island arc. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, 51, p. 297—308.
26. Hawkesworth C.J., Vollmer R. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/$

^{144}Nd and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, 69, p. 151–165.

27. *Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C., Vollmer R.* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from the Azores and their significance in LIL-elements enriched mantle. — *Nature*, 1979, 280, N 1085, p. 28–31.

28. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, 8, p. 837–843.

29. *Jakes P., Gill J.B.* Rare earth elements and the Island arc tholeiitic series. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, 9, p. 27–28.

30. *Joplin G.A.* The shoshonite association: A review. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1968, 15, p. 275–294.

31. *Kay R.W.* Volcanic arc magmas: Implications of a meltings-mixing model for elements recycling in the crust-upper mantle system. — *J. Geol.*, 1980, 8, p. 497.

32. *Kay S.M., Kay R.W., Citron G.P.* Tectonic controls of Aleutian arc tholeiitic and calc-alkaline magmatism. — *J. Geophys. Res.*, 1982, 87, p. 385–394.

33. *Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1950, 61, p. 957–1020.

34. *Kuno H.* Differentiation of the basalt magmas. — In: *Basalts/Ed. H. Hess, A. Poldervaart.* N.Y.: Wiley and Son, 1968, vol. 2, p. 623–688.

35. *Lancelot J.R., Briquieu L., Westphal B., Tatsumoto M.* Sr and Pb isotopic data bearing on the origin of recent calc-alkaline lavas from Peru and New Hebrides active margins. — In: 4th Intern. conf. on geochronol. and isotope geochem., Mainz, 1978, p. 240–241. (US Geol. Surv. Open File Rep.; N 78–701).

36. *Meijer A.* Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana Island arc system. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, 87, p. 1358–1369.

37. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. — *Amer. J. Sci.*, 1974, 274, p. 321–355.

38. *Nockolds S.R., Allen R.* Geochemistry of some igneous rock series. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, 4, p. 105–142.

39. *O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M.* Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, 34, p. 13–36.

40. *Pearce J.A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts. — *J. Petrol.*, 1975, 17, p. 15–43.

41. *Rittman A.* On the serial character of igneous rocks. — *Egypt. J. Geol.*, 1957, 1, p. 23–48.

42. *Stern R.J., Ito E.* Trace elements and isotopic constraints on the source of magmas in the active Volcano and Mariana Island arcs, Western Pacific. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1983, 18, p. 461–482.

43. *Wager L.R., Deer W.A.* Olivines from the Skaergaard intrusion, East Greenland. — *Amer. Miner.*, 1939, 24, p. 18–25.

44. *Whitford D.J., White W.M., Jesck P.A.* Neodymium isotopic composition of Quaternary Island arc lavas, Indonesia. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1981, 45, p. 989–995.

АНОРТОЗИТОВАЯ ТЕНДЕНЦИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Одним из важнейших достижений геологии является установление неоднородности земной коры, различающейся по составу и мощности под континентами и океанами. Основные породы, возникающие из расплавов, источником которых служило вещество глубинных частей Земли, несут важную информацию о составе мантии в различных структурных элементах литосферы. Таким образом, сравнение однотипных тенденций базитового магматизма континентов и океанов имеет большое значение для выяснения характера эволюции современных и древних магматических комплексов.

Анортозитовая тенденция — одна из особенностей эволюции базитового магматизма. Этот термин был использован Т.И.Фроловой и Г.Б.Рудником [20] при описании характера дифференциации вулканических пород ранних стадий развития Южно-Сандвичевой островной дуги, для обозначения направленности изменения состава базитов в сторону лейкократовых разновидностей вплоть до появления анортозитовых лав.

Лейкократовые, обогащенные плагиоклазом дифференциаты базитовых расплавов известны как на континентах, так и в океанах. Однако характер их проявления, масштабы и особенности состава различны. В настоящее время имеется огромное количество данных по базитовым комплексам с анортозитовой тенденцией, обнажающимся на континентах. Данных по лейкократовым разновидностям базитов океанов значительно меньше, однако, несмотря на неравноценность фактического материала, представляется целесообразным провести предварительное сравнение анортозитовых или высокоглиноземистых комплексов базитов континентов и океанов.

Под анортозитовым комплексом в данной работе понимается серия магматических пород основного состава, обогащенных плагиоклазом и обладающих в связи с этим повышенным содержанием глинозема (от 17 до 30%). Это пересыщенные глиноземом лейкогаббро, лейкогаббронориты, анортозиты и эффузивные породы типа высокоглиноземистых базальтов.

Анортозитовые комплексы континентов весьма разнообразны. Высокоглиноземистые базиты известны в складчатых областях различного возраста, анортозиты входят в состав расслоенных и дифференцированных интрузий, но главным периодом анортозитообразования является докембрий, когда были сформированы огромные по размерам тела автономных анортозитов и происходили мощные излияния высокоглиноземистых базальтов. Эти породы составляют существенную часть щитов и цоколя древних платформ.

Полученные за последние годы новые данные, касающиеся древних автономных анортозитов, позволяют выделить среди них несколько типичных ассоциаций, каждая из которых имеет определенные структурно-вещественные характеристики [4, 6]. Хотя установление возраста древних анортозитов — чрезвычайно сложная задача, геологические и геохронологические

данные [17] позволяют наметить последовательность появления различных анортозитовых ассоциаций и рассмотреть эволюцию континентального анортозитового магматизма во времени.

Наиболее древней является габбро-анортозитовая ассоциация. Массивы, относящиеся к этому типу, тесно связаны с гранулитовыми комплексами и состоят из анортозитов, базитов и ультрабазитов. Количество анортозитов незначительно превышает сумму всех остальных пород. Примерами данной ассоциации являются анортозиты Гренландии, Индии, Кольского полуострова и др. [30, 31, 2]. Массивы представляют собой удлиненные пластинкообразные тела протяженностью до нескольких десятков километров при мощности от нескольких сот метров до 3 км, приуроченные к зонам глубинных разломов, разделяющих крупные блоки земной коры. Слагающие их породы метаморфизованы в гранулитовой фации метаморфизма.

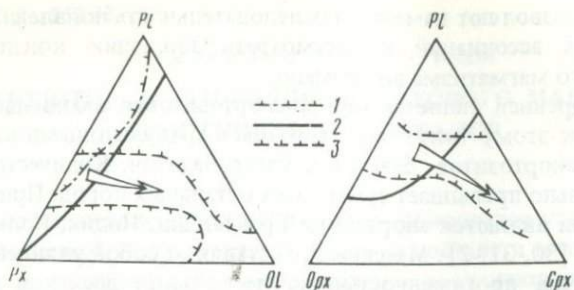
Мангерит-анортозитовая ассоциация характеризуется тесной связью анортозитов с породами среднего-кислого состава (мангериты, иотуниты, эндербиты, чарнокиты). Типичные представители этой ассоциации — массивы Алданского, Анабарского щитов и Северной Америки [14, 15, 25]. В данной ассоциации преобладают анортозиты, в небольших количествах присутствуют габброиды и ультрабазиты, средние-кислые породы могут составлять до 15–20%. Эти комплексы чаще всего метаморфизованы в гранулитовой или амфиболитовой фации. Наиболее древними представителями рассматриваемой ассоциации, по-видимому, являются массивы Анабарского щита, возраст которых оценивается в 2,7 млрд. лет [17]. Массивы мангерит-анортозитов группируются в пояса протяженностью до 1000 км, приуроченные к крайним частям древних платформ.

Анортозит-рапакивигранитная ассоциация завершает эволюцию докембрийского анортозитового магматизма. Ее образование связано с периодом консолидации древних платформ, а главной особенностью состава является резкое преобладание кислых пород типа гранитов рапакиви над анортозитами и габбро. Кроме того, массивы данной ассоциации не обнаруживают явной связи с подвижными зонами. Типичные представители этой, возможно, уникальной, ассоциации — анортозит-рапакивигранитные массивы Украины и Прибалтики, возраст которых оценивается в 1,8 млрд. лет [4, 3].

Сравнительный анализ выделенных ассоциаций показывает, что по мере консолидации континентальной коры их вещественный состав закономерно меняется, что хорошо видно по петрохимическим, геохимическим особенностям и минеральному составу пород.

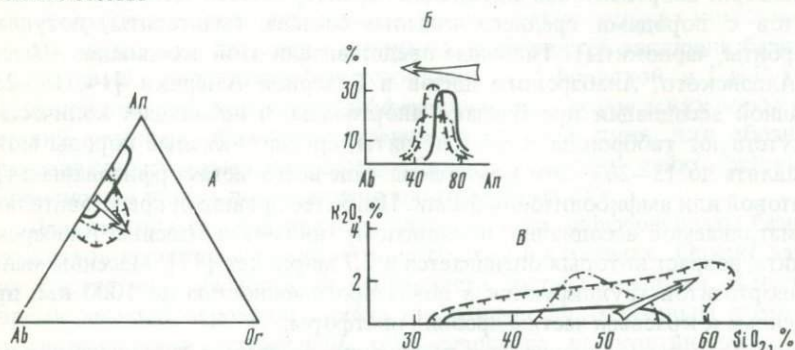
Для двух первых ассоциаций из темноцветных минералов типичен пироксен, в основных породах анортозит-рапакивигранитной ассоциации довольно часто встречается оливин (рис. 1). Наиболее основные плагиоклазы (лабрадор-битовнит) характерны для древней габбро-анортозитовой ассоциации, наиболее кислые (лабрадор-андезин) — для анортозит-рапакивигранитной (рис. 2). Мангерит-анортозитовой ассоциации свойственно наличие двух максимумов — один соответствует андезину, другой — лабрадору.

Каждой ассоциации присущи определенные составы ромбического и моноклинного пироксенов, причем намечается увеличение железистости авгитов и гиперстенов от габбро-анортозитовой к анортозит-рапакивигранитной ассоциации. Для габбро-анортозитовой ассоциации типичны более



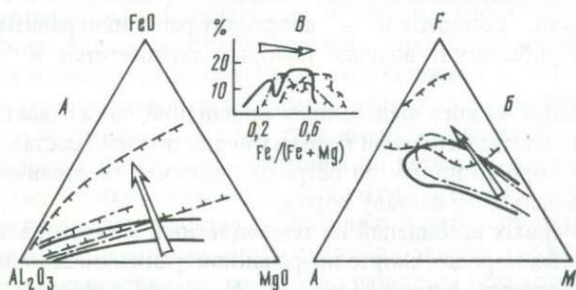
Р и с. 1. Изменение количественно-минерального состава пород в процессе эволюции континентального анортозитового магматизма [4]

1 — поле габбро-анортозитовой, 2 — мангерит-анортозитовой, 3 — анортозит-апакивигранитной формаций; стрелкой показана направленность изменений минерального состава



Р и с. 2. Состав плагиоклаза различных анортозитовых ассоциаций (А, Б) и изменение соотношений K_2O и SiO_2 (Б) в процессе эволюции анортозитового магматизма [4]

Условные обозначения те же, что и на рис. 1



Р и с. 3. Изменение химического состава (А, Б) и железистости пород (Б) в процессе эволюции анортозитового магматизма [4]

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

Таблица 1. Типоморфные особенности докембрийских анортозитовых ассоциаций

Анортозитовые ассоциации	Анортозиты ранних этапов развития Земли		Субплатформенные анортозиты
	Габбро-анортозитовая	Мангерит-анортозитовая	Анортозит-рапакиви-гранитная
Абсолютный возраст, млн. лет	3–1,8	2,7–1,0	1,6–1,8
Геологическое положение	Зоны крупных разломов	Шовные зоны, разделяющие крупные блоки земной коры	Пояс, обрамляющий окраинную часть Восточно-Европейской платформы
Морфология массивов	Пластообразные тела мощностью до 2 км, площади выходов – первые сотни км ²	Пласто- и лаполитообразные тела мощностью 3–4 км, площади выходов – до 2000 км ²	Тела неправильной формы мощностью 2–4 км, разобщенные гранитами, общая площадь выходов ассоциации – несколько тысяч км ²
Ассоциация пород	Габбро, норит, анортозит, оливинит, пироксенит, базиты и анортозиты присутствуют примерно в равных количествах	Габбро, норит, анортозит, мангерит, чарнокит, преобладают анортозиты и лейкократовые габброиды	Гранит рапакиви, монцонит, анортозит, габбро, норит, троктолит, перидотит, преобладают граниты
Метаморфизм	Гранулитовый – амфиболитовый	Гранулитовый – амфиболитовый	Метаморфизм не проявлен
Петрохимические особенности	Увеличение железистости пород и минералов →		
Рудоносность	Хромитовые, титаномагнетитовые руды	Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды	Ильменитовые, апатит-титаномагнетит-ильменитовые руды
Примеры массивов	Фискеннесет, массивы анортозитов Кольского полуострова	Каларский, Адирондакский	Анортозит-рапакиви-гранитная формация Восточно-Европейской платформы

магнезиальные оливины по сравнению с оливинами анортозит-рапакиви-гранитной ассоциации.

На диаграммах $Al_2O_3-FeO-MgO$ и AFM (рис. 3) отчетливо выделяются поля составов пород различных ассоциаций. После пород основного состава анортозит-рапакиви-гранитной ассоциации занимает железистую область, самыми магнезиальными являются породы габбро-анортозитовой ассоциации. Наибольшие отличия в петрохимическом отношении наблюдаются между этими двумя ассоциациями, тогда как габбро-анортозитовая и мангерит-анортозитовая ассоциации наиболее близки между собой. Эти две

ассоциации можно объединить под общим названием анортозиты ранних этапов развития Земли. Анортозит-рапакивигранитная ассоциация, учитывающая специфику ее тектонического положения, может быть определена как ассоциация субплатформенных анортозитов.

В обобщенном виде сравнение различных анортозитовых ассоциаций показано в табл. 1. Прослеживая эволюцию анортозитового магматизма во времени, можно видеть, что по мере консолидации континентальной коры меняются размеры массивов и их тектоническое положение: от пластовых тел сравнительно небольшой мощности, приуроченных к разломным структурам, до крупных массивов, имеющих площадное распространение; усложняется строение массивов, ассоциации пород становятся более разнообразными, повышается железистость пород и минералов, железная, хромитовая и титановая минерализация сменяется апатит-ильменит-титаномагнетитовой.

Приуроченность автономных анортозитов исключительно к докембрию и отсутствие этих образований в фанерозое, по-видимому, объясняется специфическими условиями, существовавшими на ранних этапах развития земной коры: повышенным геотермическим градиентом и восстановленным характером флюидного потока.

Успехи в изучении космоса позволили установить преимущественно анортозитовый состав лунных материков, в связи с чем древние анортозиты стали рассматриваться как реликты первичной земной коры "лунного типа". Однако изучение докембрийских анортозитовых ассоциаций показало несостоятельность такого предположения. Роль земного анортозитового образования, очевидно, заключается в том, что ассоциации автономных анортозитов являются своеобразными индикаторами перехода симатической коры в сиалическую, это комплексы—показатели [18] завершения формирования протометаморфического слоя континентов. Интересно и структурное положение анортозитовых поясов — в краевых частях крупных блоков протоконтинентальной коры, по их границам с подвижными зонами. Такое положение анортозитовых поясов напоминает позицию современных островных дуг, где часто встречаются высокоглиноземистые вулканы, т.е. проявляется анортозитовая тенденция эволюции базитового магматизма.

За пределами континентов (океаны, островные дуги) известно несколько базитовых комплексов с анортозитовой тенденцией. Это анортозиты и лейкогаббро в пределах ложа океанических бассейнов, высокоглиноземистые базальты и габбро срединно-океанических хребтов, высокоглиноземистые базальты островных дуг и анортозитовые включения в них, мегаплагиопорфировые лавы.

Анортозиты драгированы из глубоководных впадин Вима, Мария Целеста (Индийский океан) и Кайман (Атлантический океан). Среди образцов, поднятых из впадины Мария Целеста, преобладают габбро, базальты, встречаются единичные находки серпентинизированных лерцолитов и вебстеритов [21]. Несколько образцов метаанортозитов состоят из андезина (до 90%) и бурой роговой обманки. Для этих пород характерно сильное изменение лейкократовой части — сосюритизация плагиоклаза и его частичная перекристаллизация, в некоторых образцах плагиоклаз представлен альбитом. По структурным особенностям, химическому составу и составу сла-

гающих их минералов океанические метаанортозиты сходны с некоторыми разновидностями диафторированных докембрийских анортозитов. Среди драгированных пород имеются также образцы лейкогаббро и анортозитов без следов вторичных изменений [21]. Они сложены авгитом и лабрадором и постепенными переходами связаны с габброидами. Вероятно, эти две группы анортозитов различаются не только по составу, но и по возрасту.

Породы, аналогичные метаанортозитам, драгированы во впадине Вима [26]; для них также характерны постоянное присутствие бурого амфибола и значительные вторичные изменения.

В Атлантике анортозиты и лейкогаббро-нориты драгированы в области поперечного нарушения, которое выражается в рельефе в виде возвышенных участков, соединяющих хребет Кайман и плато Никарагуа. По данным М.Перфита [29], лейкогаббро-нориты являются полнокристаллическими породами, состоящими из лабрадора (до 75%) и авгита с вросками гиперстена, частично замещенного роговой обманкой, в небольших количествах присутствует оливин. Образец, поднятый научно-исследовательской подводной лодкой "Алвин", отличается от этих и других пород анортозитового типа, обнаруженных в океане, присутствием богатого анортитом плагиоклаза (An_{85}) и оливина (Fe_{36}). Столь основные плагиоклазы не характерны ни для стратиформных, ни для автономных анортозитов. По общему химическому составу и составу породообразующих минералов эта порода сходна с лунными анортозитами.

В общем известные в океане анортозиты можно разделить на два типа: амфиболовый и пироксен-оливиновый, различающихся по минеральному и химическому составу. Для анортозитов впадины Кайман характерно повышенное количество магния и преобладание его над железом, для анортозитов впадин Вима и Мария Целеста — высокие концентрации натрия. Анортозиты последнего типа наиболее близки к континентальным автономным анортозитам и отличаются от анортозитов расслоенных интрузий большими содержаниями магния; пироксен-оливиновые разновидности в петрохимическом отношении сходны с океаническими базальтами.

Небольшое количество образцов океанических анортозитов и ограниченные сведения о геологической обстановке, в которой они встречаются, не позволяют сейчас однозначно решить вопрос об их происхождении. Возможно, что в пределах океанической коры могут присутствовать как анортозиты, связанные с процессами дифференциации базальтовых расплавов во время формирования современной океанической коры, так и древние, присутствующие в областях погруженных континентальных блоков.

Хотя в пределах структур ложа океанических бассейнов анортозитовая тенденция проявлена ограниченно, в областях, переходных от океана к континенту, она начинает играть все большую роль. В этих структурах широко развиты высокоглиноземистые базальты. Термин "высокоглиноземистый базальт" был предложен Х.Куно [28] для базальтов с содержанием глинозема более 16,5% и умеренными концентрациями щелочей, средними между толеитовыми и щелочными базальтами. Наиболее полный обзор петрохимических особенностей высокоглиноземистых базитов островных дуг приведен в работе А.В. Колоскова и С.А. Хубуная [9], которые рассмотрели несколько областей, где встречаются анортозитовые комплексы: зоны наи-

более приближенные к океану, островные дуги и субконтинентальные районы.

Примером области, по структурному положению наиболее приближенной к океану, может служить Кроноцкий полуостров Камчатки, где широко распространены высокоглиноземистые битовнит-клинопироксеновые и битовнит-(анортит)-оливин-клинопироксеновые меловые—палеогеновые вулканы, образованные в подволновых условиях. Анортозитовая тенденция эволюции этой ассоциации отчетливо проявлена — вплоть до появления силлов лейкогаббро и анортозитов [9].

На таких островных дугах, как Тонга-Кермадекская, Южно-Сандвичева, Марианская, широко проявлены высокоглиноземистые (анортозитовые) комплексы. Среди вулканитов островов Тонга и Кермадек преобладают базальты и андезитобазальты, в которых основным минералом вкрапленников является лабрадор-битовнит, что и определяет повышенное (17—19%) содержание глинозема в этих породах. Среди темноцветных минералов встречаются клино- и ортопироксены, оливин, а водосодержащие минералы практически отсутствуют. На некоторых островах известны находки глыб лейкогаббро и анортозитов [23].

Вулканиты Южно-Сандвичевой островной дуги, находящейся на ранней стадии развития [20], по петрохимическим особенностям относятся к толеитовой серии с повышенным содержанием глинозема и пониженным — окиси калия. Здесь во вкрапленниках наиболее распространен плагиоклаз An_{76-78} или An_{55-60} , иногда вместе с ним встречаются оливин, клинопироксен и реже ортопироксен. Описаны [20] и полнокристаллические разности лейкогаббро и анортозитов.

Курильская островная дуга, по крайней мере в северной и южной частях, может рассматриваться как вполне зрелая морфоструктура, приближающаяся по особенностям геологического строения к континентальным образованиям. Здесь среди наиболее древних интрузивных образований имеется анортозитовый комплекс, состоящий из лейкогаббро, лейкогаббро-норитов, анортозитов [13], которые образуют силлы и небольшие интрузивные массивы на о-ве Парамушир. Во вкрапленниках излившихся разновидностей пород преобладает основной плагиоклаз. Современные и четвертичные вулканиты представлены главным образом андезитами, в меньших количествах присутствуют дациты и базальты, нередко с повышенной глиноземистостью.

Для Камчатки характерно широкое распространение умеренно глиноземистых и пересыщенных щелочами базитов, а высокоглиноземистые вулканиты обнаружены только в некоторых вулканах на востоке полуострова [9]. Во вкрапленниках этих пород присутствует главным образом плагиоклаз, реже встречаются ортопироксен и амфибол.

Весьма интересны мегаплагиопорфировые лавы Ключевской группы вулканов, которые В.А.Ермаков [8] склонен рассматривать как возможный эффузивный аналог древних анортозитовых пород. По валовому химическому составу эти породы относятся к базальтам или андезитобазальтам. Это либо шлаки с крупными сростками кристаллов плагиоклаза, либо излившиеся породы, состоящие из основной массы, как правило, имеющей интерсертальную структуру, и вкрапленников (преимущественно плагиоклаза), размером 2 мм—1 см; реже встречаются вкрапленники

авгита ($Wo_{40-50}En_{35-50}Fs_{11-23}$) и оливина (Fa_{20-33}). Для плагиоклазов вкрапленников характерна отчетливо выраженная ритмичная зональность, и в ряде случаев состав зон варьирует от An_{40} до An_{70} . Однако в целом кальциевость вкрапленников и микролитов основной массы довольно постоянна — An_{55-64} и An_{58-61} соответственно. Особенностью химизма мегаплагипорфировых лав является повышенное содержание щелочей (в среднем $\Sigma(Na_2O + K_2O) = 6,2\%$) и глинозема (в среднем $19,2\%$). Сопоставление состава основной массы и породы в целом показывает, что основная масса может быть отнесена к субщелочному базальту или андезитобазальту. Это является главной особенностью данных пород по сравнению с другими высокоглиноземистыми океаническими и островодужными комплексами. Эволюция состава мегаплагипорфировых лав хорошо увязывается с фракционированием плагиоклаза, а из магмы, соответствующей по составу этим лавам, теоретически возможно образование серии комплементарных пород от анортозитов до монцонитов. Такие ассоциации часто наблюдаются в массивах докембрийских анортозитов. Однако главная геологическая особенность мегаплагипорфировых лав заключается в их незначительной распространенности. Это экзотические образования, в целом не характерные для высокоглиноземистых океанических серий, обладающих незначительными содержаниями щелочей.

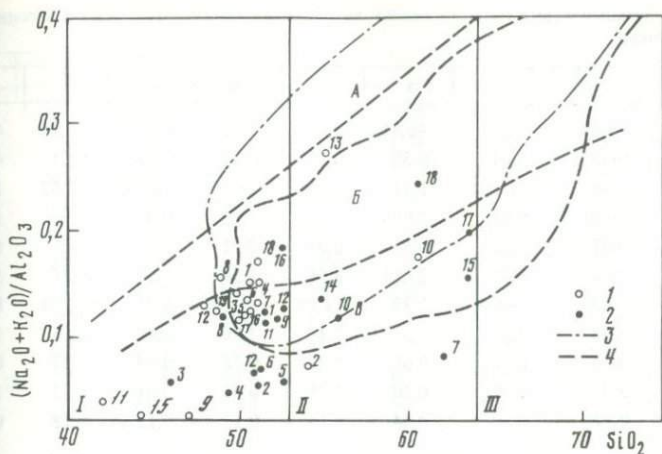
Также экзотическими, но представляющими особый интерес для сравнения с лунными породами являются анортозитовые включения в высокоглиноземистых базальтах Камчатки, Японии и Курильских островов. Это породы типа алливалитов, троктолитов, эвкритов, образующие, как правило, небольшие (до 10–15 см) обособления в вулканитах. Все эти разновидности характеризуются повышенным содержанием глинозема и присутствием основного плагиоклаза вплоть до чистого анортита [7]. На Земле эти породы, наиболее близкие к лунным анортозитам, сходные с ними по химическому и минеральному составу. Существуют различные мнения относительно генезиса этих образований, однако представляется наиболее обоснованной точка зрения О.Н.Волынца [7] об их сегрегационной природе, что подтверждается сходством составов вкрапленников базальтов, в которых обнаружены включения, и породообразующих минералов включений. В самих включениях часто встречаются поры, заполненные веществом базальтов. Составы включений и базальтов позволяют предположить, что в случае отсадки плагиоклаза остаточный расплав может резко обогатиться кремнеземом, при этом его глиноземистость понизится незначительно. Аналогичные соотношения между составом основной массы и породы в целом характерны также для высокоглиноземистых базальтов островных дуг и Камчатки [9]. Особенности состава различных анортозитовых комплексов океанов и зон, переходных от континента к океану, в обобщенном виде показаны в табл. 2.

Анализ данных по "современным" высокоглиноземистым (анортозитовым) комплексам океанических и приближенных к ним структур позволяет говорить об анортозитовой тенденции базитового магматизма, которая проявляется на определенном этапе превращения океанической коры в континентальную. Наиболее ярко тенденция проявлена в структурах переходного типа.

На примере океана видно, что появление анортозитовых комплексов

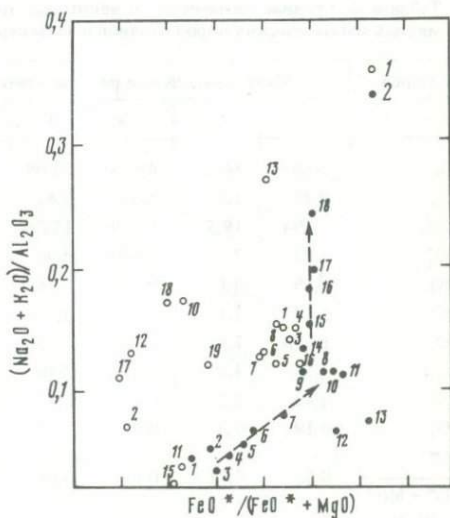
Таблица 2. Типоморфные особенности "современных" анортозитов различных структурных областей

	Океан	Области, наиболее приближенные к океану	Островные дуги	Субконтинентальные районы
Тектоническое положение	Зоны трансформных разломов и поперечных поднятий	Образования ранней стадии развития Камчатской эвгеосинклинали, подводная часть основания островной дуги	Ранняя стадия развития островной дуги	Отдельные вулканические центры
Районы	Глубоководные впадины Вима, Мария Целеста (Индийский океан), Кайман (Атлантический океан)	Кроноцкий полуостров Камчатки	Тонга, Кермадек, Южно-Сандвичева, Марианская	Курилы, Камчатка, Япония
Ассоциации пород	Метаанортозиты, анортозиты, троктолиты	Высокоглиноземистые базальты, силлы лейкогаббро и анортозитов	Высокоглиноземистые базальты, андезибазальты, реже андезиты	Умеренно глиноземистые субщелочные базиты, высокоглиноземистые базальты, мегаплагиопорфировые лавы, силлы лейкогаббро, анортозитовые включения
Минеральный состав	I тип (Индийский океан); измененный плагиоклаз, амфибол II тип (Атлантический океан); свежий лабрадор, пироксен, оливин	Битовнит, клинопироксен, анортит, клинопироксен	Плагиоклаз An_{75-78} или An_{55-60} — главный минерал вкрапленников, оливин, клино-ортопироксены	Основной плагиоклаз, ортопироксен, амфибол
Особенности петрохимии	I тип: амфиболовые анортозиты с повышенным содержанием щелочей и MgO II тип: пироксеновые магнетизальные анортозиты	Пересыщенные глиноземом разности, $SiO_2 < 52\%$, пониженные содержания K_2O	Базальты и андезибазальты толентовой серии с пониженным содержанием K_2O	Повышенное содержание щелочей, $Na_2O + K_2O$ для мегаплагиопорфировых лав до 7%, Al_2O_3 до 20%
Общие закономерности изменения состава "современных" анортозитов		Увеличение щелочности	Появление водосодержащих фаз С увеличением содержания SiO_2 отношение $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ меняется незначительно	



Р и с. 4. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (коэффициент агаитности) – SiO_2 для средних составов современных высокоглиноземистых базитов (1) и докембрийских анортозитов (2)

3 – поле четвертичных лав Камчатки; 4 – Курильских островов. Породы: I – основные, II – средние, III – кислые; А – пересыщенных щелочами, Б – умеренно-глиноземистых, В – пересыщенных глиноземов; 3, 4 (обобщено), А–В – по А.В. Колоскову и С.А. Хубуная [9], цифры соответствуют номерам анализов в табл. 3



Р и с. 5. Диаграмма коэффициент агаитности – железистость для современных высокоглиноземистых базитов (1) и докембрийских анортозитов (2)

Стрелками показана направленность изменения состава древних анортозитов и ассоциирующих с ними средних пород; цифры на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 3, 4

вполне закономерно связано с дифференциацией высокоглиноземистых базитовых расплавов. Этот вывод имеет большое значение для понимания природы древних анортозитовых ассоциаций континентов. Геологическое положение некоторых из них, например габбро-анортозитовой, хорошо согласуется с тектонической позицией современных высокоглиноземистых серий. Так, в пределах Лапландского гранулитового пояса на Кольском полуострове доказано присутствие двух комплексов гранулитов, нижний из которых может быть сопоставлен с толеитовыми океаническими серия-

Таблица 3. Петрохимические типы (в мас.%) автономных анортозитов СССР и ассоциирующих с ними пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,84	51,13	46,81	49,68	52,57	50,41	55,45	46,08
TiO ₂	0,38	0,01	0,39	0,19	0,19	0,38	0,01	4,29
Al ₂ O ₃	9,89	31,53	2,77	25,35	26,59	19,79	27,52	10,82
FeO*	10,65	0,01	23,98	4,66	3,33	9,33	0,66	19,98
MnO	0,07	0,01	0,15	0,01	0,01	0,07	0,01	0,07
MgO	13,01	0,01	23,17	3,98	2,54	6,52	0,35	5,43
CaO	13,38	14,04	1,99	14,19	11,60	9,31	11,44	8,85
Na ₂ O	0,93	3,32	0,11	2,18	2,80	2,48	2,56	1,97
K ₂ O	0,26	0,21	0,01	0,32	0,26	0,04	0,37	0,52
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,20	0,01	0,01	0,01	0,01	1,84
Na ₂ O + K ₂ O	0,12	0,10	0,04	0,10	0,11	0,12	0,18	0,24
Al ₂ O ₃								
FeO*								
FeO* + MgO	0,45	0,50	0,51	0,54	0,57	0,59	0,65	0,79
Число анализов	9	23	20	25	44	161	152	56

* FeO = FeO + 0,9Fe₂O₃

1-13 - петрохимические типы базитов, входящих в состав автономных анортозитовых ассоциаций: 1 - вебстерит, 2 - анхимономинеральный анортозит, 3 - пироксенит, 4-6, 9-11 -

Таблица 4. Средние химические и некоторые типичные составы (в мас.%) высокоглиноземистых магматических пород океанов и зоны перехода океан-континент

Компоненты	Островные дуги и районы, приближенные к континентам								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50,69	54,2	48,88	51,09	50,49	21,24	51,2	49,59	47,40
TiO ₂	0,85	1,1	0,69	0,82	0,79	0,59	0,8	0,65	0,23
Al ₂ O ₃	18,94	19,5	19,59	19,06	18,04	20,94	18,1	20,40	22,18
FeO*	9,65	7,5	10,30	9,90	10,39	8,08	9,83	9,17	6,87
MnO	0,19	0,1	0,17	0,18	0,19	-	0,2	0,16	0,16
MgO	5,17	3,1	5,05	4,64	5,75	5,08	6,2	5,11	6,71
CaO	10,18	7,8	11,07	10,25	11,67	11,04	11,0	11,16	15,52
Na ₂ O	2,56	4,2	2,41	2,46	1,97	2,43	2,0	2,70	0,78
K ₂ O	0,43	2,2	0,35	0,47	0,29	0,28	0,3	0,43	0,16
P ₂ O ₅	0,19	0,3	0,08	-	0,07	0,06	0,1	0,13	0,07
FeO*									
FeO* + MgO	0,65	0,71	0,67	0,68	0,64	0,61	0,61	0,64	0,50
Na ₂ O + K ₂ O	0,16	0,15	0,14	0,15	0,12	0,13	0,13	0,15	0,04
Al ₂ O ₃									
Число анализов	48	6	32	28	19	8	10	9	6

* FeO = FeO + 0,9Fe₂O₃

1-7 - высокоглиноземистые базальты: 1 - Восточной вулканической зоны Камчатки [10]; 2 - Ключевской группы вулканов Камчатки (мегаплагипорфировые лавы) [8]; 3 - Кроноцкого полуострова Камчатки [9]; 4 - Курильской островной дуги [11]; 5 - о-ва Кермадек [27]; 6 - о-ва Виндкэйшин [20]; 7 - Южно-Сандвичевой островной дуги [24]; 8 - лейкогаббро силлов Кроноцкого полуострова [9]; 9 - лейкогаббро, интрузивные аналоги высокоглиноземистых базальтов о-ва Кермадек [24]; 10 - анортозиты о-ва Парамушир [12, 13]; 11 - анортозиты

	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	55,43	51,84	52,57	51,84	30,98	54,73	63,37	52,57	63,36	60,48
	0,56	1,13	1,13	0,94	7,09	1,31	0,56	2,61	1,13	0,75
	25,04	22,26	20,41	23,81	8,04	17,32	17,00	13,92	14,22	15,77
	3,33	7,33	7,33	5,99	39,29	9,99	5,99	15,98	11,33	7,32
	0,01	0,01	0,01	0,01	0,15	0,01	0,01	0,07	0,15	0,01
	1,08	1,81	3,26	1,81	5,43	4,35	2,54	2,89	0,36	2,89
	9,00	10,07	10,68	12,05	3,97	7,78	5,80	6,56	4,42	5,19
	4,45	4,14	3,83	3,10	1,03	3,11	4,24	2,69	3,53	4,35
	1,25	0,57	0,83	0,46	0,32	1,45	0,88	2,13	1,98	3,43
	0,06	1,58	0,14	0,01	1,97	0,20	0,01	0,93	0,06	0,14
	0,23	0,21	0,23	0,13	0,17	0,26	0,30	0,35	0,39	0,49
	0,75	0,80	0,69	0,77	0,84	0,70	0,70	0,71	0,72	0,72
	77	10	21	29	14	47	12	8	5	12

лейкогаббро-нориты, 7 - анортозит, рудное габбро, 12 - железистый анортозит, 13 - рудный перидотит; 14-18 - средние породы, ассоциирующие с автономными анортозитами (кварцевые субшелочные монцититы).

	Океан									
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	54,48	42,14	48,85	55,19	62,77	44,42	50,50	50,83	51,17	49,74
	0,74	0,43	0,22	1,40	0,37	0,30	0,04	0,24	0,31	1,00
	19,22	23,11	21,47	23,91	71,13	27,18	29,00	17,44	18,47	18,75
	7,98	8,02	5,04	3,00	4,08	4,47	0,74	4,39	5,80	7,70
	0,13	0,11	0,07	0,05	0,08	0,11	-	0,10	0,11	0,14
	4,00	10,53	10,37	1,85	2,36	7,01	0,32	9,76	8,30	7,73
	7,65	14,18	10,66	7,91	4,97	16,64	15,20	15,09	11,89	13,14
	2,47	0,84	2,65	6,39	7,86	0,38	3,50	2,05	3,02	2,23
	0,92	0,10	0,10	0,23	0,26	0,33	0,18	0,03	0,07	0,17
	0,24	0,08	0,01	0,01	0,08	-	-	0,04	0,01	0,06
	0,44	0,43	0,33	0,62	0,55	0,40	0,70	0,31	0,41	0,51
	0,18	0,04	0,13	0,28	0,47	0,03	0,13	0,12	0,17	0,13
	5	22	4	5	3	5	1	1	1	22

овые включения в лавах Камчатки и Курильских островов [16, 19]; 12 - оливин-пироксеновые анортозиты впадины Кайман [5, 29]; 13 - амфиболовые анортозиты впадин Вима и Мария Целеста [5, 26]; 14 - альбитизированные анортозиты впадины Мария Целеста [5]; 15, 16 - стекло основной массы субшелочного базальта, разлом Мария Целеста [21]; 17, 18 - лейкогаббро разломов Вима и Арго [26], пересчитано на 100%; 19 - средний высокоглиноземистый базальт океанических хребтов [9].

ми, а верхний — с известково-щелочными базальтами островных дуг [1]. Комплекс метаанортозитов занимает межформационное положение, и его появление, по-видимому, связано со сменой тектонического режима — с переходом области к субконтинентальному этапу развития. Аналогичная ситуация наблюдается в одном из районов Онтарио, где развит анортозитовый комплекс Бед-Вермилинтон-Лейк [22].

Однако полной аналогии между современными и древними анортозитовыми комплексами нет и не может быть вследствие необратимости общего геологического развития земной коры. Различны и составы основных петрохимических типов докембрийских и "современных" анортозитов (табл. 3, 4).

При сравнении большого количества отдельных анализов часто трудно уловить общие закономерности. Использование современных статистических методов позволяет формализовать отдельные петрохимические типы и провести их сравнение. Методом кластерного анализа удалось выделить среди докембрийских анортозитов СССР 18 петрохимических типов анортозитов и ассоциирующих с ними пород [16]. Сравнение этих данных со средними типами пород океанических анортозитовых комплексов позволило установить, что молодые анортозиты обладают большими содержаниями железа и магния и меньшими концентрациями щелочей по сравнению с древними, в то же время древние анортозиты более железисты (см. табл. 3, 4; рис. 4, 5), хотя накопление кремнезема с ростом глиноземистости для тех и других имеет примерно одинаковую тенденцию.

Таким образом, анортозитовая тенденция современного базитового магматизма характеризует раннюю стадию развития островных дуг и современных областей перехода океан—континент. На примере докембрийских анортозитовых комплексов можно видеть, что анортозитообразование типично для ранних этапов становления земной коры, причем этот процесс был наиболее проявлен в краевых частях континентальных структур, и хотя в петрохимическом отношении древние и современные анортозиты существенно различаются, тем не менее те и другие, по-видимому, можно считать индикаторами перехода океанической коры в континентальную.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В.Н. Геология и петрология метаморфических пород хребта Сальные Тундры на Кольском полуострове: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИЛС АН СССР, 1983. 25 с.
2. Андреев В.Н., Суханов М.К. Метаанортозиты Сальных Тундр. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 3, с. 14–26.
3. Биркис А.П. Анортозит-гранитная формация Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1980. 55 с.
4. Богатилов О.А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 231 с.
5. Богатилов О.А., Суханов М.К., Цветков А.А. Анортозиты в океане. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983, с. 181–189.
6. Богатилов О.А., Биркис А.М., Суханов М.К., Шарков Е.В. Анортозиты докембрия — эволюция состава. — В кн.: Эволюция магматизма в главнейших структурах Земли. М., 1983, с. 72.
7. Вольнец О.Н., Шека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортозитовые включения вулканов Камчатки и Курил. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 124–167.

8. *Ермаков В.А.* Мегаплагипорфировые лавы Камчатки – вероятный аналог анортозитовых пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, с. 56–72.
9. *Колосков А.В., Хубуная С.А.* Об анортозитовой тенденции в ходе эволюции вулканизма островных дуг. – В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982, с. 41–61.
10. *Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки. – Геохимия, 1979, № 2, с. 179–197.
11. *Леонова Л.Л., Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* и др. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. – В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Наука, 1978, с. 157–176.
12. *Сергеев К.Ф.* Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М.: Наука, 1966. 148 с.
13. *Сергеев К.Ф., Сергеева В.Б.* Габбро-анортозиты интрузивного массива мыса Ферсмана на о. Парамушир (Курильские о-ва) и некоторые вопросы их генезиса. – Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1963, вып. 15, с. 36–45.
14. *Суханов М.К., Панских Е.А.* Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье). – В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 289–308.
15. *Суханов М.К., Рачков В.С., Сонюшкин В.Е.* Анортозиты Анабарского щита. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 6, с. 29–42.
16. *Суханов М.К., Ряховский В.М., Абрамов А.В.* Петрохимические типы автономных анортозитов СССР. – ДАН СССР, 1984, 277, № 4, с. 945–950.
17. *Суханов М.К., Богдамова Н.Г., Сумин Л.В., Рачков В.С.* Первые результаты термохронного радиологического датирования древнейших анортозитов СССР. – ДАН СССР, 1984, 277, № 3, с. 684–687.
18. *Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области и проблемы формирования континентальной коры в раннем докембрии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР. 56 с.
19. *Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск: Наука, 1975. 139 с.
20. *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. 4. Геология, 1974, № 4, с. 20–36.
21. *Цветков А.А.* Базиты разлома Мария Целеста. – В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. с. 189–213.
22. *Ashwal L.D., Morrison D.A., Phinney W.C.* et al. – Origin of arhean anorthosites: Evidence from the Bad Vermilington Lake anorthosite complex, Ontario. – Contrib. Miner. and Petrol., 82, N 2/3, 1983, p. 259–273.
23. *Barker P.E.* Comparative volcanology and petrology of Atlantic Island Arcs. – Bull. Volcanol., 1968, 32, fasc. 1, p. 189–206.
24. *Brothers R.N., Searle E.J.* The geology of Roul Island Kermadec Group, Southwest Pacific. – Bull. Volcanol., 1970, 34, fasc. 1, p. 7–37.
25. *Buddington A.F.* Adirondack igneous rocks and their metamorphism. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1939, 7, p. 450.
26. *Engel C.E., Fisher R.L.* Granitic to ultramafic rocks complexes of the Indian Ocean ridge system, Western Indian Ocean. – J. Geophys. Res., 1975, 86, N 11, p. 1553–1578.
27. *Ewart A., Brothers R.N., Mategon A.* An outline of geology and geochemistry and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of Tonga–Kermadec–New Zealand arc. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, 2, N 3, p. 205–250.
28. *Kuno H.* High-alumina basalt. – J. Petrol., 1960, 1, pt 2, p. 144–155.
29. *Perfit M.R.* Petrology and geochemistry of mafic rocks from Cayman Trench: Evidence for spreading. – Geology, 1977, 5, N 2, p. 105–110.
30. *Windley B.F.* Anorthosites of Southern West Greenland. – Gronlands Geol. Under. Misc. Pap., 1969, N 75, p. 899–915.
31. *Windley B.F., Levan T.A.* Anorthosites and associated rocks of Tamil Nadu, Southern India. – J. Geol. Soc. Ind., 1975, 16, N 2, p. 209–215.

ПЛАГИОГРАНИТ-ПЛАГИОРИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ КАК ПЕРВОЕ ЗВЕНО В ЦЕПИ ПРЕВРАЩЕНИЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНУЮ

Континентальная кора, как известно, отличается от океанической прежде всего тем, что в ней широко развиты кислые магматиты разных типов и генераций, а также их метаморфические эквиваленты. В океанической коре кислые магматиты в количественном отношении играют ничтожную роль. Как правило, это очень небольшие по объему конечные продукты малоглубинной дифференциации базальтовых расплавов (например, галапосские риодациты [18]). Все они представляют собой именно то исключение, которое лишь подтверждает правило — сугубо симатический характер океанической коры.

Что же касается континентальной коры, то можно показать, что практически в любом ее участке распознаваемая геологическая история начинается с обстановки, напоминающей океаническую, точнее, обстановку энсиматического морского бассейна. Действительно, вся континентальная кора, если исключить платформенные чехлы, представляет собой совокупность складчатых областей разного возраста — от архея до кайнозоя. В каждой из них наиболее древние породы сосредоточены в метаморфических ядрах, которые грубо можно подразделить на зоны двух типов — зеленокаменные и гнейсовые. Зеленокаменные зоны, например архейский пояс Абитибид на Канадском щите или палеозойский Тагило-Магнитогорский синклиниорий на Урале, обычно считаются энсиматическими, в первую очередь благодаря наличию там офиолитовой ассоциации, которая не без оснований параллелизуется с современной океанической корой. Однако и в гнейсовых зонах обнаруживаются породы той же офиолитовой ассоциации, соответственно метаморфизованные и представленные, например, оливин-ортопироксеновыми породами по серпентинитам. Даже в древнейших из пока известных на Земле кислых интрузивных породах — в ортогнейсах Амитсок в Гренландии — содержатся ксенолиты метаультрабазитов, metabазитов и метаосадков так называемой ассоциации Акилия [7], которая вполне сопоставима, с офиолитовой триадой.

Поэтому мысль, что континентальная кора есть результат структурно-вещественного преобразования — сиализации — коры океанической, распространяется все шире. Сам же процесс этого преобразования принято связывать с энсиматическими геосинклиналями, т.е. морскими или океаническими бассейнами, которые в ходе активного тектоно-магматического развития превращаются в свою противоположность — горноскладчатые сооружения, служащие ядрами новых континентов или причленяющиеся к уже существующим, в том числе образующие цоколь современных островных дуг. В развитии этого процесса между складчатыми областями разного возраста намечилось много общего (см., например, [14, 13]), прежде всего это проявляется в сходстве их первых, наиболее ранних кислых магматитов.

Цель статьи — обосновать выделение плагิโอгранит-плагииориолитовой формации, объединяющей всю совокупность продуктов первого этапа кислого магматизма энсиматических складчатых областей. В основу легли геолого-петрографические исследования авторов на Урале, Кавказе и в других регионах, а также анализ литературы по складчатым областям докембрия и фанерозоя, включая современные островные дуги.

Петрографический облик этих пород, образующих первое "гранитное звено" в цепи превращений океанической коры в континентальную, очень разнообразен. Он зависит от условий образования (лавы, туфы, туфогенные турбидиты, интрузивные магматиты субвулканической, гипабиссальной и плутонической фаций, инъекционные флюидизационные брекчии — туффзиты) и от метаморфизма, который может отвечать зеленосланцевой, амфиболитовой и даже гранулитовой фациям. Неудивительно, что их обычно включают в состав разных формаций, считающихся разновозрастными: спилит-кератофировой (контрастной), последовательно дифференцированной (непрерывной), лептитовой и др., причем сильно метаморфизованные разновидности (ортогнейсы, порфиroidы) нередко считаются породами сиалического цоколя для смежных зеленокаменных зон. Однако такие подходы не учитывают ряд важных факторов, на которые авторы уже обращали внимание в предыдущих публикациях [12—15]: преимущественно субвулканическую, интрузивную, а не эффузивную природу пластовых тел кислых магматитов лавового облика; коррелируемость смежных гнейсовых и зеленокаменных зон по главным этапам магматической и структурно-метаморфической эволюции и др.

Несмотря на разнообразие внешнего облика, первые кислые магматиты энсиматических складчатых областей разного возраста, начиная с упомянутого архейского пояса Абитиби и кончая неогеновым цоколем о-ва Уруп в Курильской гряде, обнаруживают ряд общих черт, позволяющих рассматривать их как особую магматическую формацию. Под магматической формацией мы, вслед за А.М. Борсуком [2], понимаем устойчивую, повторяющуюся в процессе геологической эволюции естественную ассоциацию магматических горных пород, обладающих общностью состава, образовавшихся в относительно узком временном интервале и характеризующих определенный этап эволюции крупной геоструктуры, в данном случае раннегеосинклинальную стадию развития энсиматической складчатой области. По приуроченности к этой стадии и наиболее характерным породам рассматриваемую формацию предлагается называть *раннегеосинклинальной плагิโอгранит-плагииориолитовой*. Правда, прилагательное "раннегеосинклинальная" можно и опускать, поскольку на более поздних стадиях развития данного сегмента складчатого пояса эта формация, очевидно, уже не повторяется, будучи свойственна именно ранней, энсиматической стадии.

Для плагิโอгранит-плагииориолитовой формации характерны следующие особенности (см. таблицу).

Плагииориолитовый состав. Ее породы представлены плагииориолитами и плагииоранитами, низкокалийевыми дацитами и тоналитами, а также метаморфизованными эквивалентами — метаплагииоранитами, альбитофирами, порфиroidами и др., правда, плагииориолитовый состав может быть утрачен в ходе метаморфизма (при калишпатизации и др.). Для сиа-

Химический состав некоторых типичных пород плаггиогранит-плаггиориолитовой формации

Компоненты*	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	68,34	71,82	62,63	76,55	77,00	75,63	71,57	74,00	71,00
TiO ₂	0,28	0,28	0,59	0,22	0,13	0,28	0,43	0,30	0,24
Al ₂ O ₃	15,88	11,57	11,59	11,66	11,93	11,73	14,99	13,20	15,30
Fe ₂ O ₃	1,74	1,08	3,00	1,32	1,06	0,57	1,38		
FeO	0,60	2,05	4,03	1,49	1,58	2,00	1,20	2,69	2,1
MnO	0,05	0,04	0,11	0,07	0,07	0,08	0,03	0,05	0,04
MgO	1,21	1,38	3,57	0,37	0,73	0,70	0,27	0,82	0,8
CaO	2,15	2,94	4,42	2,32	0,17	0,79	3,97	1,71	2,9
Na ₂ O	5,30	4,82	2,58	3,23	5,69	6,06	4,29	6,03	4,9
K ₂ O	2,03	0,56	1,92	1,00	0,26	0,12	0,34	0,74	1,5
P ₂ O ₅	0,16	0,07	0,09	0,03	0,01	0,03	0,10	0,08	0,03
H ₂ O ⁺	1,57	1,38	2,80	1,04	0,93	1,18			
H ₂ O ⁻	0,06	0,00	0,19	0,02	0,02	0,08	1,03	0,92	-
CO ₂	0,21	1,90	2,50	0,40	0,32	0,50			
Сумма	99,56	99,92	100,09	99,72	99,89	99,77	99,50	100,54	
Rb	48	5	18	28	11	3	8	10-30	69
Sr	678	106	145	108	49	59	194	281	380
Ba	1125	Не опр.	Не опр.	Не опр.	151	98	312	463	232
Zr	83	203	61	115	166	86	200	194	120

*Окислы - в мас.%, элементы - в г/т.

1-6 - Передовой хребет Большого Кавказа: 1 - метаплаггиогранит Большеблыбского массива, 2 - метаплаггиогранит из обломка в метаконгломерате, 3 - дацитовый цемент метаконгломерата, 4 - метаплаггиогранит из верхнего эндоконтакта Большеблыбского массива, 5 - метаплаггиориолит из силла в базальтовом туфогурбидите, 6 - метаплаггиориолит из силла в мета-базальте, г. Теберда; 7 - субвулканический плаггиориолит, о-в Уруп, Курильские острова (1-7 - материал авторов, анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики Е.М. Нактинас, Л.Ф. Карташова, Е.П. Фролова, Т.П. Филиппова); 8 - среднее из 10 анализов кварцевых кератофилов из обломков в архейских конгломератах Карраванг, Австралия [18]; 9 - среднее из анализов трондземитовых "серых гнейсов", Амисок, Гренландия [8].

бо измененных разновидностей характерно резкое преобладание Na₂O (4-5%) над K₂O (<2%) при относительно низкой глиноземистости (Al₂O₃ < 15%) и низком содержании крупноионных литофильных элементов: Rb < 20 г/т, Sr < 200, Ba < 300, Zr < 200 г/т.

Первичность плаггиогранитоидного состава. Низкокалиевый состав этих кислых пород отражает специфику расплава, а не является результатом наложенных процессов, скажем, альбитизации первоначально нормальных гранитов и риолитов. Прежде всего это доказывается находками малоизмененных, почти свежих плаггиогранитов и плаггиориолитов [5, 11, 17]. Даже в более измененных плаггиогранитах обычно видно, что доля щелочного полевого шпата, представленного сейчас шахматным альбитом, не превышает 5-10%, а остальной полевой шпат - это бывший зональный (судя по расположению соссюритовых скоплений) плаггиоклаз, идиоморфный по отношению к кварцу.

Значительные объемы. Объемы этих плаггиогранитоидов с учетом их

метаморфических эквивалентов и вулканогенно-осадочных производных, т.е. туфогенных турбидитов, очень большие. Точными цифрами мы не располагаем, но оценка в 10–15% всего объема раннегеосинклинальных вулканитов не кажется нам чрезмерной. Во всяком случае их несравненно больше, чем упомянутых кислых пород в современных океанах.

Относительно позднее появление. Эти кислые расплавы появляются после достаточно длительного периода сугубо базальтового вулканизма, иногда с промежуточными по составу и во времени образования (как в поясе Абитиби [21] или на Урале [12]) вулканитами (андезибазальтами, андезитами), иногда сразу, без таких промежуточных вулканитов, как на Кавказе [15]. Это доказывается, в частности, характером стратиграфического разреза туфогенных турбидитов. Плаггиориолитовые туфотурбидиты залегают всегда поверх более основных, андезитовых или базальтовых туфотурбидитов, а не чередуются с ними многократно. При этом так называемая контрастная раннегеосинклинальная спилит-кератофировая (базальт-плаггиориолитовая) формация, точнее, ассоциация, оказывается пространственным совмещением более древних базальтовых вулканитов (нередко подушечных лав) и более молодых субвулканических силлов плаггиориолитов, связанных с тем же (по существу, первым) этапом кислого вулканизма, который дал плаггиориолитовые туфы и туфотурбидиты (подробнее см. [12]). Подлинная контрастность этого вулканизма проявляется лишь при его завершении, когда образуются так называемые смешанные туфы с фьяммеподобными обрывками флюидалльных плаггиориолитов в более мафическом цементе или описанные А.А. Цветковым [11] на Командорских островах андезитобазальтовые псевдодайки в плаггиориодацитах, причем образование контрастной ассоциации в обоих случаях проще всего объяснить неполным смещением базальтового и плаггиориолитового расплавы, имеющих разные источники. Уместно подчеркнуть, что речь здесь не идет о вулканизме более зрелых стадий развития данного складчатого пояса — позднегеосинклинальной или орогенной, или (что примерно равноценно) о вулканизме энсиалических геосинклиналей, когда обычно проявляющаяся контрастность обусловлена одновременным извержением базальтов и нормальных калиево-натриевых и даже высококалиевых риолитов. Примером таких поздних контрастных ассоциаций могут служить раннекарбонатная базальт-риолитовая ассоциация Южного Урала, завершающая позднегеосинклинальный вулканизм [10], и спилит-кератофировая (метаморфизованная базальт-риолитовая) ассоциация девона—нижнего карбона энсиалической Реногерцинской зоны [22]. Генерацию риолитовых расплавы в этих случаях проще всего объяснить частичным плавлением пород сиалического цоколя [10, 14 и др.], даже если роль этого цоколя сыграли рассматриваемые здесь раннегеосинклинальные плаггиограниты и плаггиориолиты. Легко видеть, что для генерации плаггиогранитоидных расплавы в энсиматических зонах такое объяснение совершенно не подходит, и необходимо предполагать какой-то иной механизм, о чем подробнее будет сказано далее.

Сонахождение в виде обломков в бескварцевых вулканогенных конгломератах. Раннегеосинклинальные кислые вулканиты и субвулканиты сопровождаются гипабиссальными плутоническими аналогами (плаггиогранит-порфирами, плаггиогранитами, тоналитами) и вместе с ними наблю-

даются в виде обломков в характерных вулканогенных конгломератах. Эти конгломераты легко узнаются и в зеленокаменных, и в гнейсовых зонах по наличию плагиогранитоидных обломков (наряду с базитовыми) в более мафическом цементе. Бросается в глаза практически полное отсутствие обломков кварца (не считая фенокристов) и тем более других обломков "сиалического профиля", например гранитов или гнейсов. Обломочный материал сугубо местный — из подстилающих вулканитов или ассоциирующих с ними осадочных пород. Типичными примерами являются архейские зеленокаменные конгломераты Карраванг в Австралии [19], а также палеозойские вулканогенные конгломераты Урала и Кавказа [15], в том числе более детально охарактеризованные ниже конгломераты Передового хребта Большого Кавказа.

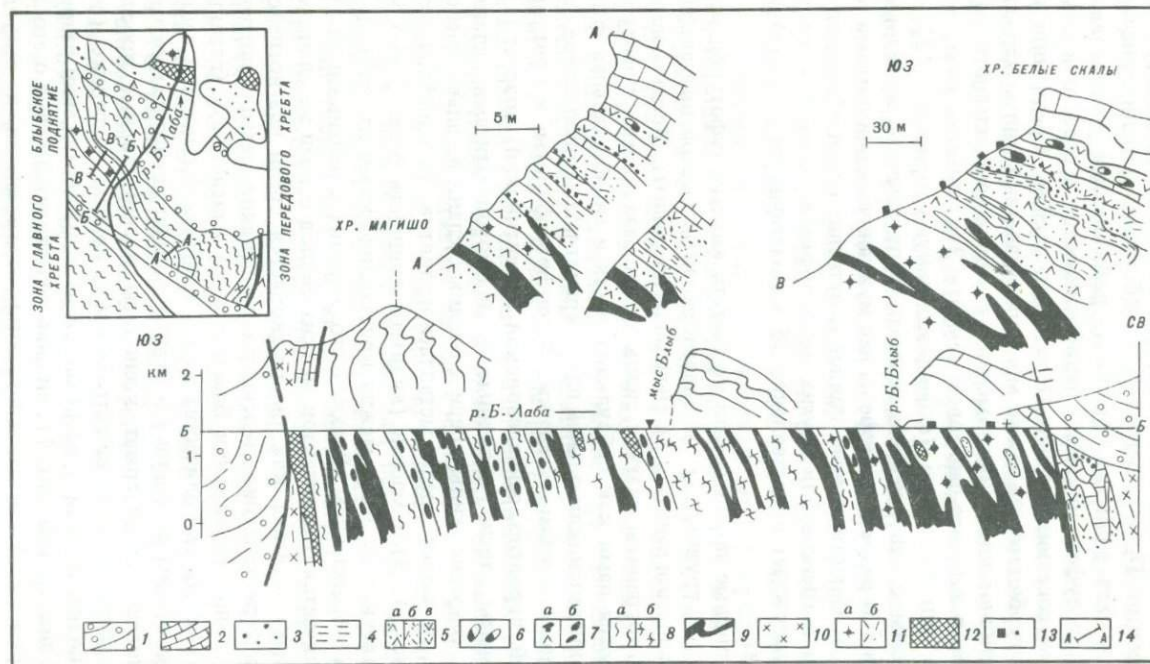
Частое наличие фенокристов кварца. Эта петрографическая особенность свойственна многим вулканическому, субвулканическому и гипабиссальным породам рассматриваемой формации, позволяя распознавать их даже в сильно метаморфизованном виде, например среди очковых гранито-гнейсов Кочкарской зоны Урала [14]. Судя по результатам термометрического изучения включений в кварцевых фенокристах [6], кристаллизация последних происходила при температурах порядка 1000°С и выше, т.е. из довольно высокотемпературных расплавов, к тому же сильно обогащенных летучими (наличие воды и хлора в микровключениях, обилие пирокластики при плагиориолитовых извержениях). Оплавленная форма многих кварцевых фенокристов указывает на начало кристаллизации в достаточно глубинных условиях, что подтверждается и результатом известных экспериментов Т. Грина и А.Е. Рингвуда [20], согласно которым кварц при кристаллизации водосодержащих плагиогранитоидных расплавов является доминирующей ликвидусной фазой лишь при высоких (до 20 кбар) давлениях, а при снижении давления на ликвидусе становится устойчивым плагиоклаз. В связи с этим уместно напомнить, что фенокристы кварца совершенно несвойственны ни кислым продуктам малоглубинной дифференциации базальтов типа галапагосских или гавайских риодацитов (см., например, [16]), ни жилам лейкосомы ранне- и позднекинематических мигматитов, если и проходившим через состояние расплава, то здесь же, на месте своего образования, в относительно малоглубинных условиях формирующейся континентальной коры (см., например, [15]). Таким образом, фенокристы кварца свидетельствуют о начале кристаллизации на больших глубинах, измеряемых, вероятно, десятками километров. Генерация соответствующих расплавов должна была происходить на еще больших, явно мантийных глубинах.

Особенности геологического положения и состава плагиогранит-плагиориолитовой формации рассмотрим подробнее на примере Блыбского поднятия в зоне Передового хребта Большого Кавказа. Это поднятие — один из гнейсовых диапиров, благодаря которым глубоко метаморфизованная инфраструктура варисийского складчатого сооружения поднята на один уровень с зеленокаменной супраструктурой [15]. По внешнему контуру диапир имеет форму уплощенного с боков вертикального цилиндра, обремененного с юго-запада разломом (рис. 1). Ядро диапира сложено амфиболитами и гранат-сланцевыми сланцами, переходящими в плагиогнейсы, а зеленокаменная оболочка — метатифитурбидитами, меняющимися вверх

по разрезу от базальтовых через плагиориолитовые до андезито-дацитовых. Последние перекрываются с переслаиванием так называемой Джентинской толщей мраморов с остатками криноидей. Мраморы (предположительно D_1) смяты в изоклинальную синклиналь с обрывками в ядре терригенно-карбонатного флиша D_3-C_1 , венчающего собственно геосинклинальный разрез варисцид. Углеродистые филлиты, разделяющие базальтовые и плагиориолитовые туфотурбидиты, параллелизуются с граптолитовыми сланцами силура соседних подзон Передового хребта. Среди андезито-дацитовых туфотурбидитов, а также мраморов залегают линзы характерных зеленых вулканогенных конгломератов с обломками плагиогранитов и плагиориолитов в андезито-дацитовом цементе. Эти конгломераты, имеющие, возможно, инъекционную (флюидизационную) природу [15], так или иначе связаны с завершением первого этапа кислого вулканизма, давая информацию о разрезе литосферы над вулканическими очагами того времени (т.е. D_1). Симптоматично полное отсутствие среди обломков калевых гранитов и гнейсов или других метаморфитов "сиалического профиля", что подтверждает представление об энсиматичности вариссийской эвгеосинклинали.

Плагиогранитоидные породы, если не считать кислых туфотурбидитов, распадаются на три группы: 1) метаплагиориолиты (кварцевые альбитофиры); 2) метаплагиограниты; 3) гнейсоплагиограниты. Метаплагиориолиты и метаплагиограниты слагают силлы среди базальтовых туфотурбидитов и тракуются нами как субвулканическая и гипабиссальная фации вариссийской раннегеосинклинальной плагиогранит-плагиориолитовой формации, включающей и упомянутые кислые туфотурбидиты, и конгломераты, и имеющей, вероятно, раннедевонский (джентинский) возраст [15]. Гнейсоплагиограниты, тесно связанные с плагиомигматитами, слагают согласные, реже секущие жилы среди слюдяных сланцев, плагиогнейсов и амфиболитов, а также среди метаплагиогранитов Большеблыбского массива (см. рис. 1). Этот массив (видимая мощность более 2 км) выполняет роль связующего звена между кристаллическими сланцами и их зеленокаменным обрамлением. Верхний его контакт с зелеными сланцами ничем не отличается от контактов мелких силлов с теми же сланцами, а нижний (южный) контакт как бы растворяется среди плагиогнейсов ядра диапира по мере усиления степени рассланцевания метаплагиогранитов, увеличения в них содержания бластического плагиоклаза (главным образом альбита), а также количества жилок плагиомигматитовой лейкосомы (и близких к ним по составу и структуре жил гнейсоплагиогранитов). Метаплагиограниты содержат ксенолиты и линзовидные прослои вмещающих metabазитов и метаультрабазитов, причем последние (серпентиниты, актинолититы и др.) встречаются на всем протяжении разреза через Блыбский диапир (см. рис. 1), лишняя раз свидетельствуя о его энсиматической природе. В метаплагиогранитах встречаются и секущие дайки амфиболитованных метагаббро [15], связанных или с завершением раннегеосинклинального (D_{1-2}), или с началом позднегеосинклинального (D_3-C_1) этапа вариссийского магматизма.

Петрографические и химические особенности пород плагиогранит-плагиориолитовой формации здесь отражают первичность плагиогранитоидного состава и влияние метаморфизма.



Р и с. 1. Геологическое положение плагиигранит-плагииориолитовой формации в Блыбском поднятии (гнейсовом диапире) в зоне Передового хребта Большого Кавказа

1 — варисийская моласса (C_2-P_1); 2 — мраморы Джентинской толщи ($D_1?$); 3 — карбонатно-терригенный флиш (D_3-C_1); 4 — углеродистые филлиты (S?); 5 — туфогенные метатурбидиты: базальтовые (а), плагииориолитовые (б) и андезито-дацитовые (в), на врезке — без разделения по составу; 6 — метаконгломераты с обломками плагиигранитоидов; 7 — метабазиты (PT—PZ₁): зеленокаменные метабазиты (а) и амфиболиты (б); 8 — гранат-слюдяные сланцы (а) и плагигнейсы (б); 9 — гнейсоплагииграниты и плагииомигматиты (PZ₂); 10 — позднегеосинклинальные тоналиты (D_3-C_1) и сиенитоидиориты (D_3-C_1); 11 — раннегеосинклинальные ($D_1?$) метаплагиигранитоиды (а) и метаплагииориолиты (б); 12 — серпентиниты и прочие метаультрабазиты; 13 — места взятия проб; 14 — расположение разрезов

Кварц и плагиоклаз — главные первичные минералы, составляющие в полнокристаллических разностях соответственно 30—40 и 50—60% объема породы. В порфировых разностях именно ими представлены фенокристы. Первичные фемические минералы, как правило, не сохранились ни во вкрапленниках, ни в основной массе. Судя по форме мелкочешуйчатых хлоритовых псевдоморфоз (уплощенные шестиугольники), в некоторых разновидностях плагиориолитов небольшая часть фенокристов была представлена роговой обманкой. В остальных случаях биотит и амфибол (не говоря уже о мусковите) выглядят явно метаморфическими, бластическими, хотя и замещены кое-где диафоретическим хлоритом. Фенокристы щелочного полевого шпата не обнаружены. Однако интерстиционный, возможно, позднемагматический щелочной полевой шпат, представленный сейчас шахматным альбитом, присутствует в некоторых разностях плагиогранитов из обломков в метаконгломератах, составляя до 5—10% объема. В остальных случаях калиевый полевой шпат встречается очень неравномерно в виде рассеянных бластических зерен, реже порфиробластов и представлен, как правило, решетчатым микроклином, своей свежестью и прозрачностью контрастирующим с измененным плагиоклазом. Первичный плагиоклаз, узнающийся по характерным идиоморфным контурам, отвечает по составу альбиту (An_{3-8}), но был сначала, несомненно, более основной, судя по реликтам нормальной и ритмичной зональности, образуемой сосюритовыми и мусковит-эпидотовыми скоплениями. О том же косвенно свидетельствует упомянутая уже сохранность исходного основного состава плагиоклаза в слабо метаморфизованных аналогах рассматриваемых пород из других регионов. В частности, в изучавшемся нами для сравнения неогеновом плагиориолите, слагающем субвулканическое тело в долине р. Алеутка на о-ве Уруп (Курильские острова) и очень похожем на некоторые разновидности кавказских пород, фенокристы плагиоклаза варьируют по составу от An_{52-57} в центре до An_{38-42} по краям, замещаясь по прожилкам альбитом; фенокристы пироксена и амфибола полностью замещены там хлоритом и кальцитом, узнаются лишь по характерным контурам, и только фенокристы кварца не несут каких-либо видимых следов изменения. Таким образом, альбитовый состав плагиоклаза кавказских пород нужно считать всецело результатом деанортитизации при метаморфизме, тем более что явно вторичный (нередко в виде прожилков) эпидот — их неперменная составная часть.

Первичный кварц, образующий в метаплагиориолитах и метаплагиогранит-порфирах фенокристы размером от 0,2—0,5 до 5 мм, а в метаплагиогранитах — округлые зерна (3—5 мм), ксеноморфные по отношению к соседним таблицам плагиоклаза, часто имеет голубую окраску. По мере усиления динамометаморфизма и грануляции монокристаллов с превращением их в линзовидный агрегат мелких кварцевых зерен эта окраска исчезает. Подобная голубая окраска фенокристов кварца весьма характерна для метаплагиогранитоидов других регионов, например Ньюфаундленда [8] или Прибайкалья [14], и обусловлена, как принято считать, наличием в кварце микровключений высокопреломляющих минералов — рутила или циркона.

Наиболее характерные акцессории: сфен, апатит, циркон, ортит, Fe-Ti

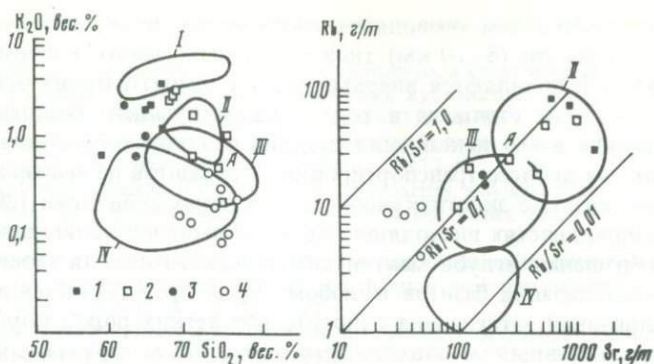
окислы; это, видимо, отражает специфику первичного химического состава пород, однако представляет, скорее, метаморфическую перекристаллизацию, чем кристаллизацию из расплава. Ортит, например, встречен лишь в виде ядер в крупных, явно метаморфических зернах эпидота. Мелкие ($< 0,1$ мм) зерна циркона, устанавливаемого главным образом в шлих-протолочках, своей округлой формой напоминают здесь же присутствующий метаморфический эпидот, хотя встречаются и тонкопризматические красновато-розовые кристаллы, вероятно, магматического генезиса.

Нужно отметить, что раннекинематические гнейсоплагииграниты, развитые в виде жил среди метаплагиигранитоидов (см. рис. 1), очень близки к ним по минеральному составу, но резко отличаются отсутствием каких-либо магматических структур. Они сложены сланцеватым лепидогранобластовым агрегатом кварца, альбита, мусковита, эпидота, биотита (или хлорита по нему), сфена, изредка микроклина, т.е. тех же минералов, которые характерны для метаморфического парагенезиса вмещающих пород. Возможно, что гнейсоплагииграниты совсем не проходили стадию расплава (подробнее см. [14, 15]), и во всяком случае они не могут включаться в рассматриваемую формацию.

По валовому химическому составу исследованные породы этой формации отвечают плагиигранитам (трондьемитам) и тоналитам, попадая в соответствующие поля на классификационной нормативно-полевошпатовой диаграмме Ф. Баркера [1]. Отклонения в сторону гранодиоритового поля для некоторых проб метаплагиигранитов приходится связывать с усилением метаморфизма, так как в этих разновидностях увеличивается содержание вторичных слюд и появляется бластический калиевый полевошпат. Именно этим можно объяснить большее содержание К и Rb в метаплагиигранитах по сравнению с метаплагииориолитами, а также плагиигранитами из обломков в метаконгломератах (рис. 2).

В остальном вариации содержаний главных элементов находятся в тех же пределах, что и для аналогов этих пород в других регионах, в частности зеленокаменных трондьемитов и кератофилов Карраванг в архее Австралии [18] и архейских "серых гнейсов" Амисок в Гренландии [7], раннепалеозойских трондьемитов (метаплагиигранит-порфиоров) Литл-Порт на о-ве Ньюфаундленд [8], неогеновых плагииориолитов Командорских островов [11] и островов Фиджи [3].

Содержания Rb, Sr и Ba в бльбских породах сильно варьируют, в целом возрастая в более метаморфизованных разновидностях плагиигранитоидов. На диаграмме Rb-Sr (см. рис. 2,Б) метаплагииграниты и метаплагииориолиты из зеленосланцевой зоны попадают в поле трондьемитов Литл-Порт, тогда как метаплагииграниты Большелбьского массива, переходящие в слюдяные сланцы и гнейсы, — в поле континентальных трондьемитов. Отношение Rb/Sr колеблется при этом от 0,07 до 0,47, будучи выше, чем в "океанических плагиигранитах" (0,04) [4], но заметно ниже, чем в поздних плагиигранитоидах рассматриваемого района, связанных с завершением вариссийского магматизма. По величине отношения K/Rb (от 294 до 571) рассматриваемые метаплагииориолиты вполне сопоставимы с их аналогами из других регионов (Литл-Порт — 462, Карраванг — 290—333, Командоры — 316). Несколько повышенное отношение Ba/Sr (от 1,5 до 3) по сравнению с ньюфаундлендскими (0,76)



Р и с. 2. Диаграммы K_2O-SiO_2 и $Rb-Sr$ для некоторых пород плагиогранит-плагиоориолитовой формации варисцид Большого Кавказа

I — тоналиты; 2 — плагиограниты; 3 — дациты; 4 — плагиориолиты; I — континентальные гранофиры; II — континентальные трондземиты; III — трондземиты Литтл-порт; IV — океанические плагиограниты; поля составов по Р. Колману и М. Донато [4] и Дж. Малпасу [6]; А — среднее для трондземитовых гнейсов Амитсок [7]

и другими аналогами следует объяснять наличием акцессорного барита, устанавливаемого в шлик-протолочках и, очевидно, имеющего тот же гидротермальный генезис, что и рудопроявления барита, известные в районе.

Механизм генерации плагиогранитоидных расплавов для рассматриваемой формации наиболее убедительно, с нашей точки зрения, объясняется петрогенетической моделью Т.Грина и А.Е. Рингвуда [20], основанной на их экспериментах. Она предусматривает частичное плавление метабазитов (амфиболитов или эклогитов в присутствии воды) при высоких давлениях, отвечающих мантийным глубинам (более 30 км). Эта модель, подкрепляемая результатами геохимических исследований, получает все большее признание в литературе, в частности, для объяснения генезиса древнейших на Земле гранитоидов — тоналит-трондземитовых "серых гнейсов" архея [7, 19] и первых кислых магматитов современных энсиматических островных дуг, например неогеновых плагиориодацитов и плагиогранитов Фиджи [3].

О базитовой природе источника расплавов для пород плагиогранит-плагиоориолитовой формации свидетельствуют, кроме того, низкие содержания Rb (обычно меньше 20 г/т) в слабо метаморфизованных разновидностях, а также низкие величины начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($< 0,7035$), близкие к таковым для океанических базальтов [9, 3]. Это подтверждается также недавно полученными данными [4] о высоких величинах отношения $^{145}Nd/^{144}Nd$ [0,512352 — 0,512359, $\epsilon_{Nd} = (+10,0) - (+10,1)$] в плагиориолитах Командорских островов. Мы полагаем, что исходные базиты входили сначала в состав симатической коры в виде океанических толеитовых базальтов и габбро, затем подвергались метаморфизму и, наконец, частичному плавлению после того, как в ходе тектонических процессов оказывались на достаточной глубине. Необходимость достижения какой-то критической глубины, превышающей 30 км [20,

19], подтверждается тем очевидным фактом, что в океанической коре нормальной мощности (8–10 км) типичные плагиограниты и плагиориолиты отсутствуют и появляются впервые лишь в энсиматических островных дугах, где кора уже утолщена в ходе предшествующего геологического развития, прежде всего накопления призм осадков и базальтовых вулканитов. Сам же процесс транспортировки метабазитов на мантийные глубины можно связать с эклогитизацией либо в зонах субдукции [20], либо в других разновидностях нисходящих ветвей мантийной конвекции, например при затягивании вглубь мантии симатического цоколя геосинклинали [13]. Эклогитизация базитов в любом случае представляется наиболее вероятной причиной затягивания относительно легких пород коры в мантию, а также поставщиком подходящего исходного материала для генерации плагиогранитоидных расплавов в результате частичного плавления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баркер Ф. Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 9–18.
2. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 300 с.
3. Гилл Дж.Б., Сторк А.Л. Миоценовые низкокальциевые дациты и трондьемиты островов Фиджи. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 456–470.
4. Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Цветков А.А. и др. Вариации изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах Алеутской островной дуги в связи с проблемой их петрогенезиса. — ДАН СССР, 1983, 270, № 6, с. 1457–1461.
5. Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 118–130.
6. Костина Р.И. Раннегеосинклинальный кислый вулканизм Магнитогорского мегасинклинория: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1974. 27 с.
7. Мак-Грегор В.Р. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, Западная Гренландия. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 131–166.
8. Маллас Дж. Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в Западном Ньюфаундленде: первое сообщение. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 339–353.
9. Питерман Ц.Е. Изотопный состав стронция в позднеархейских–позднемиловых тоналитах и трондьемитах. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 106–117.
10. Фролова Т.М., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: МГУ, 1977. 279 с.
11. Цветков А.А. Псевдодайки в риолитах Командорских островов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 2, с. 144–149.
12. Чесноков С.В. Вулканогенные турбидиты и проблема кислых вулканитов карамальгашской свиты контрастной (спилито-кератофировой) формации. — В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, с. 189–203.
13. Чесноков С.В. Роль геосинклинальных процессов в превращении океанической коры в континентальную. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983, с. 186–196.
14. Чесноков С.В., Красивская И.С. Проблема гнейсов и образование континентальной земной коры в геосинклиналях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5, с. 13–29.
15. Чесноков С.В., Красивская И.С. Роль геосинклинального магматизма в создании гранитно-метаморфического слоя (на примере Передового хребта Большого Кавказа).

за). — В кн.: Петрология индикаторных магматических формаций и их рудоносность. М.: Наука, 1981, с. 257–289.

16. Эварт А. Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов. — В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983, с. 19–98.

17. Язева Р.Г. Натриевые кислые вулканиты Урала и плагиолипариты современных островных дуг. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 7, с. 54–67.

18. Byerly G.R., Melson W.G., Vogt P.R. Rhyodacites, andesites, ferro-basalts and ocean tholeites from Galapagos spreading center. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 30, N 1, p. 215–221.

19. Glikson A.Y., Sheraton J.W. Early Precambrian trondhjemitic suites in Western Australia and North Western Scotland, and the geochemical evolution of shields. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, 17, N 2, p. 227–242.

20. Green T.H., Ringwood A.E. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. — Contrib. Miner. and Petrol., 1968, 18, N 2, p. 105–162.

21. Jolly W.T. Development and degradation of Archean Lavas Abitibi area, Canada, in light of major element geochemistry. — J. Petrol., 1980, 21, N 2, p. 323–363.

22. Wedepohl K.H., Meyer K., Muecke G.K. Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. — In: Intracontinental fold belts/Ed. H. Martin, F.W. Eder. B.: Springer, 1983, p. 231–256.

УДК 552.311+552.321.6

Ю.С. ГЕНШАФТ, А.Я. САЛТЫКОВСКИЙ, В. КРАМЕР, В. ЗАЙФЕРТ

ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОЗНАНИИ ГЛУБИННЫХ УСЛОВИЙ БАЗАЛЬТОВОГО МАГМООБРАЗОВАНИЯ

На кайнозойском этапе развития различных внутриконтинентальных районов Земли широко проявился щелочно-базальтовый вулканизм. В одних случаях он был явно сопряжен с развитием рифтогенных структур (Байкальский и Рейнский грабены, Восточный и Западный Африканские рифты и др.), в других — корреляция вулканизма с формированием определенной тектонической структуры не вполне ясна, вулканизм явно наложен на более древний (мезозойский и палеозойский) структурный план и его чаще всего связывают со стадией эпишлатформенной активизации [1]. Подобная ситуация типична для внутренних районов Центральной Азии (Саяны, Кузнь-Лунь, Монголия, Северный Китай), Африки (плато Тибести), Восточной и Центральной Европы (субширотная зона, охватывающая северную часть ЧССР и юг ГДР) и др.

По-видимому, мощный импульс щелочного базальтового вулканизма в различных частях Земли был приурочен к миоценовому этапу [16]. Петрохимически базальтоиды относятся преимущественно к натриевым сериям (нефелиновым базальтам и базанитам), хотя в отдельных ареалах известны высококальциевые (лейцитовые) вулканиты.

Характерной особенностью рассматриваемых вулканических ассоциаций является их насыщенность различными ксенокристаллами и глубинными включениями, среди которых особенно распространены ультрабазиты

перидотит-лерцолитового ряда и слагающие их минералы. Составы последних настолько сильно отличаются от составов вкрапленников в вулканитах, что существует практически единодушное мнение о ксеногенной природе включений и их принадлежности к породам верхней мантии. При изучении ксенолитов всегда возникает один из важнейших вопросов глубинной петрологии: являются ли данные ультрабазиты фрагментами первичного субстрата верхней мантии, из которого выплавляются базальтовые магмы, или это реститы, твердое вещество мантии, оставшееся после удаления базальтовой магмы. В разных районах Земли состав ультраосновных включений и слагающих их минералов различен, что, по-видимому, связано с региональными особенностями общего геотектонического развития и условиями образования глубинной магмы. Примеры таких различий для некоторых районов Азии были недавно приведены в [22].

Детальное петрологическое и геохимическое изучение ультраосновных ксенолитов показывает, что они могут служить индикаторами глубинных физико-химических условий магмообразования и формирования магматических очагов. Полученные данные позволяют рассматривать, по крайней мере, четыре вопроса глубинного петрогенезиса: 1) глубинный уровень заложения магматических очагов; 2) геотермические условия областей базальтового магмообразования; 3) корреляцию особенностей состава минералов ксенолитов с петрохимической спецификой вмещающих пород; 4) характер возможных процессов эволюции мантийного субстрата и его геохимические характеристики в областях базальтового магмогенеза. Последний вопрос тесно связан с проблемой мантийного метасоматоза.

Фактической основой настоящей работы явились результаты проведенных авторами исследований кайнозойских щелочных базальтоидов и содержащихся в них ксенолитов из различных районов Монголии, Прибайкалья, ГДР, а также анализ литературного материала.

ГЛУБИННЫЕ УРОВНИ ЗАЛОЖЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Эта проблема приобретает важное значение в свете экспериментальных петрологических данных относительно определяющей роли давления (глубины) в формировании петрохимического облика магмы [2, 11, 19]. Установлено, что в ряду щелочных магм калиевые их разновидности должны образовываться на больших глубинах, чем магмы, принадлежащие к натриевому типу. На первый взгляд, этот вывод обосновывается данными по распределению фациальных разновидностей глубинных включений в магматических породах разных петрохимических серий. Кимберлиты—ультраосновные магматические породы калиевого типа [10] — содержат преимущественно включения гранатсодержащих пород (гранатовых перидотитов, пироксенитов, эклогитов). Среди базальтов гранатовые ультрабазиты встречаются преимущественно в породах, обогащенных калием [8]. Эта ситуация считалась типичной, например, для Монголии, где были выделены две серии вулканогенных ассоциаций: калиевого типа (вулканиты Центральной Монголии) и натриевого типа (вулканиты плато Дариганга) [14]. До последнего времени включения гранатовых ультрабазитов и эклогитов были найдены только в лейцитовых лавах Хангая [12, 14]. Однако в последние годы установлена распространенность гранатовых

ультрабазитов и в типично натриевых базальтоидах Даринганги [6, 13, 20]. Было показано, что среди гранатовых включений в базальтах Центральной Азии наиболее распространен тип гранат-шпинелевых лерцолитов, что приводит к заключению о близких по величине глубинах заложения мантийных очагов магм натриевого типа и магм с повышенным K/Na отношением. Данные петромагнитного анализа базальтоидов Монголии подтверждают представления об одинаковом глубинном уровне формирования мантийных очагов различных петрохимических типов магм [15]. Оценки $P-T$ параметров равновесия минералов лерцолитов указывают на глубину очагов $\sim 75 \pm 10$ км (22 ± 2 кбар).

Этот результат приводит нас к следующим выводам. Во-первых, различная щелочность магм (и, вероятно, изменение содержания других петрогенных компонентов состава) зависит не только и не столько от степени частичного плавления и фазового состава, определяемого $P-T$ параметрами (или глубиной), сколько от каких-то других факторов магмообразования, скорее всего, по нашему мнению, от флюид-расплавного массопереноса и массообмена. Во-вторых, следует критически подходить к интерпретации данных лабораторного моделирования: не всякая экспериментально обоснованная возможность реализуется в природе, или ее роль в природных процессах может быть не столь значимой, как это предполагается. В-третьих, щелочные базальтовые магмы натриевого и калиевого типов образуются на глубинах, не меньших, чем уровень существования шпинель-гранатовой фации ультрабазитов верхней мантии. Это согласуется с геохимически обоснованной моделью выплавления щелочно-базальтовых магм из гранатового лерцолита верхней мантии [30] и с данными экспериментов при высоких $P-T$ параметрах, указывающих на возможность выплавления щелочно-базальтовых магм из лерцолита (пиролита) мантии при давлениях более 15–20 кбар [2, 11, 19].

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОБЛАСТЕЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Известно большое число работ, в которых показано, что образование мантийных магм сопровождается тепловым возбуждением верхней мантии [17, 24, 25, 31]. При этом отмечается, что мантия под областями базальтового магматизма разогрета сильнее, чем в районах кимберлитообразования. Фактически континентальная геотерма областей кайнозойского внутриконтинентального щелочно-базальтового вулканизма совпадает с океанической геотермой [27]. Однако детальные региональные исследования указывают на явные отличия в тепловом состоянии подкорковых слоев верхней мантии под различными вулканическими ареалами. Яркий пример этого — распределение температуры в зоне существования шпинелевых лерцолитов в мантии Хангайского нагорья (Центральная Монголия) и плато Даринганга (юго-восток Монголии). В последнем случае подкорковая верхняя мантия "холоднее" хангайской примерно на 150°C при близких температурах равновесия шпинель-гранатовых лерцолитов [7, 14].

Следует отметить, что температурные режимы в верхней мантии (на уровне существования шпинелевых лерцолитов) не коррелируют с петрохимическим типом базальтовой магмы. Так, если натриевым магмам

Таблица 1. Химические составы (в мас. %) моноклинных пироксенов из лерцолитовых включений в щелочных базальтах Дариганги (1), Хангая (2), Прибайкаля (3), Приморья (4) и Лаузитца (5)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,36	51,47	51,81	51,25	53,20
TiO ₂	0,78	0,57	0,63	0,52	0,27
Al ₂ O ₃	5,70	6,61	6,45	6,31	4,31
Cr ₂ O ₃	0,75	0,72	0,77	0,95	0,77
Fe ₂ O ₃ *	1,82	0,71	1,00	1,64	2,37
FeO	2,28	2,44	2,46	1,86	
MnO	0,15	0,09	0,09	0,09	0,08
MgO	14,89	15,59	15,96	16,21	17,58
CaO	20,39	19,28	18,58	18,90	21,67
Na ₂ O	1,48	1,34	1,64	1,42	не опр.
FeO/MgO	0,13	0,10	0,10	0,10	0,07
Ca/(Ca + Mg)	0,496	0,471	0,456	0,457	0,470

*Вычислено по стехиометрии.

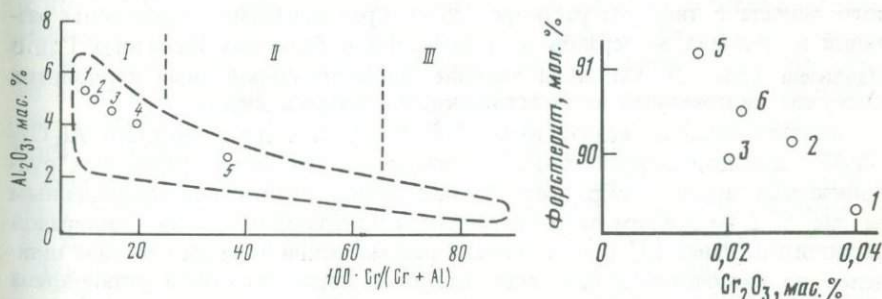
Дариганги по сравнению с калиевыми магмами Хангая отвечает более "холодная" мантия, то с типично натриевыми магмами Лаузитца (юго-восток ГДР) ассоциируют лерцолиты, равновесные при тех же температурах, что и ультрабазиты Хангая. Оценки температур выполнены по двухпироксеновому геотермометру [7, 14] (табл. 1). В целом температуры на уровне глубин 45–75 км в районах щелочно-базальтового вулканизма охватывают интервал значений 900–1200°С. Это либо интервал геотермы в указанном диапазоне глубин, отражающий вынос ксенолитов с различных глубинных уровней — от подошвы коры до зоны перехода в шпинель-гранатовую фацию ультрабазитов, либо температурный интервал, соответствующий реальной тепловой гетерогенности верхней мантии. В ряде случаев температуры равновесия лерцолитов оказываются заведомо ниже ликвидусной температуры базальтовой магмы. Тогда можно утверждать, что ксенолиты ультрабазитов генетически не связаны с магмой, т.е. не являются реститом в области выплавления магмы. По нашим представлениям, обоснованным в ряде работ [3, 4], ксенолиты отражают вещественный состав субстрата на уровне размещения магматического очага. Равновесный характер минерального парагенезиса лерцолитов в большинстве образцов прямо указывает на общий температурный режим в верхней мантии и на активное, энергетически возбужденное ее состояние в районах базальтового магматизма и вулканизма.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ И КОРРЕЛЯЦИЯ С ПЕТРОХИМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ВМЕЩАЮЩИХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Сама постановка вопроса о возможной корреляции химического состава ксенолитов и слагающих их минералов с петрохимическими характеристиками вмещающих пород не тривиальна, так как ксеногенность ультрабазитов прежде всего указывает на их генетическую независимость от магматических образований. Однако в рамках обсуждения возможных процессов мантийного метасоматоза и метаморфизма, сопутствующих магмогенезу [23, 33], естественны попытки найти качественные и количественные геохимические особенности включений, коррелирующие с петрохимической спецификой вулканитов. Такие различия в составах минералов ультраосновных ксенолитов мантии установлены при сопоставлении районов развития кайнозойских ассоциаций щелочных базальтоидов Хангая и Дариганги [14, 20].

В первом районе распространены породы повышенной калиевости, тогда как во втором известны типично натриевые щелочные базальтоиды. Информативными оказались прежде всего составы шпинелей, моноклинного и ромбического пироксенов, а также гранатов. Отмечается повышенная хромистость шпинелей [14, 20] и гранатов [13, 20] из ультрабазитов Дариганги. Более яркая картина вырисовывается при сопоставлении шпинелей из лерцолитовых включений в базальтоидах Хангая, Дариганги, Прибайкалья (Хамар-Дабан с Бартоем), Приморья и района Лаузитца.

По химическому составу шпинелей лерцолиты в основном относятся к типу глиноземистых шпинелевых ультрабазитов [26]. Только лерцолиты Лаузитца попадают в группу хромистых шпинелевых лерцолитов, не характерных для включений в щелочных базальтоидах. Установлено, что при переходе к кимберлитовым породам шпинели ультраосновных вклю-

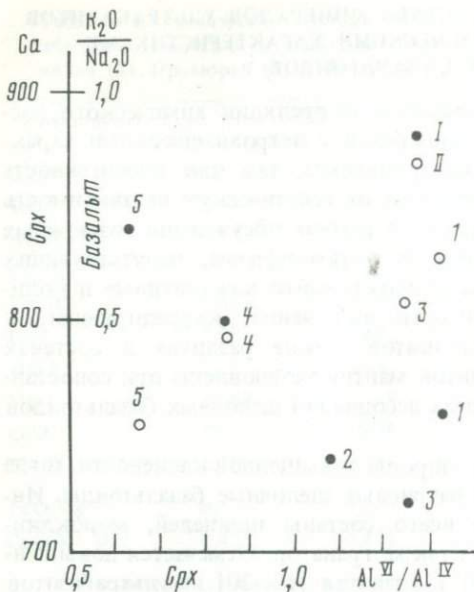


Р и с. 1. Соотношение содержаний Al_2O_3 (в мас. %) в ромбическом пироксене и хромистости $(Cr / (Cr + Al) \cdot 100)$ сосуществующей с ними шпинели из лерцолитовых включений в базальтах Хангая (1), Приморья (2), Прибайкалья (3), Дариганги (4) и Лаузитца (5)

I—III — поля минералов из глиноземистых шпинелевых лерцолитов, хромистых шпинелевых лерцолитов и хромитовых лерцолитов соответственно. Оконтурено поле составов минералов, приведенных в [26]

Р и с. 2. Соотношение содержаний окиси хрома (в мас. %) и форстеритового минерала (в мол. %) в оливинах из лерцолитовых включений различных вулканических ареалов

1—5 — (см. рис. 1); 6 — лерцолиты из базальтов Железных Гор (ГДР)



Р и с. 3. Связь распределения алюминия в октаэдрической и тетраэдрической координации (Al^{VI}/Al^{IV}) в моноклинных пироксенах из лерцолитовых включений

I — содержание кальция (в мол. %) в пироксене; *II* — калиево-натриевость K_2O/Na_2O вмещающего базальта; 1-5 — см. рис. 1

чений обогащаются хромом [26]. На диаграмме корреляции содержания Al_2O_3 в ромбическом пироксене и хромистости $[100 \cdot Cr/Cr + Al]$ сосуществующей шпинели фигуративные точки, отражающие составы минералов из лерцолитовых включений в щелочных базальтах Хангая, Приморья, Прибайкалья, Дариганги и Лаузитца, расположены последовательно вдоль

тренда изменения состава минералов из ксенолитов ультрабазитов, ассоциирующих с базальтами и кимберлитами (рис. 1). Закономерные отличия в составах шпинелей и ромбических пироксенов из лерцолитовых ксенолитов в рассматриваемых базальтах устанавливаются и при сопоставлении содержаний Al_2O_3 в минералах.

Последовательный тренд вариаций состава выявляется для оливинов лерцолитов при сопоставлении содержаний окиси хрома и форостеритового минала в твердом растворе. Здесь предварительно определены различия в составах минералов из включений в базальтах Железных Гор и Лаузитца (рис. 2). Оливины наиболее дифференцированных лерцолитов содержат минимальные количества окислов хрома и железа.

По соотношению железистости $\Sigma FeO/MgO$ и глиноземистости Al_2O_3/Cr_2O_3 шпинели лерцолитовых включений из базальтов различных вулканических ареалов образуют единый тренд, идентичный приведенным на рис. 1, 2 по другим петрохимическим показателям состава минералов лерцолитов. Ранее [3] при детальном рассмотрении вариаций состава шпинелей из включений в базальтах Хангая и Дариганги, была установлена отрицательная корреляция между глиноземистостью и железистостью минерала, указывающая на изоморфизм по схеме $MgAl_2O_4 \rightleftharpoons FeCr_2O_4$. Этот вывод следует распространить на все рассмотренные нами вулканические ареалы Азии и Центральной Европы. Его фундаментальное значение заключается в том, что, судя по данным [18], такой тип изоморфизма означает принадлежность лерцолитов к группе метаморфических, а не магматических образований. Иными словами, лерцолитовые включения не являются первичными продуктами магматической эволюции верхней мантии, в ходе которой образовывались базальтовые магмы, вынесшие данные ксенолиты на поверхность Земли. Этот вывод полностью согла-

суется с субсолидусными (относительно базальтовых ликвидусов) температурами равновесия минералов лерцолитов.

Аналогично шпинелям и ортопироксенам закономерно изменяются составы моноклинных пироксенов. Это отчетливо видно на диаграмме в координатах $Al^{VI}/Al^{IV}-Ca$ (рис. 3). Наиболее бедные кальцием и обогащенные октаэдрическим алюминием составы фиксируются в моноклинных пироксенах Хангая и Прибайкалья; обогащены кальцием и тетраэдрическим алюминием лерцолитовые моноклинные пироксены из базальтов Дариганга Лаузитца (см. рис. 3).

Сопоставление особенностей составов минералов лерцолитов с петрохимическими параметрами вмещающих базальтов обнаруживает удивительную корреляцию (следует помнить, что сравниваются генетически не связанные объекты). Так, глиноземистость шпинелей оказывается величиной, прямо скоррелированной с калиевостью базальтоидов, т.е. высокохромовым шпинелям отвечают низкокалиевые, типично натриевые серии щелочных базальтоидов (см. рис. 1). Соответственно этому калиевым породам Хангая свойственны лерцолитовые включения, моноклинные пироксены которых содержат алюминий преимущественно в октаэдрической координации (см. рис. 3).

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В последние годы явления метаморфизма и метасоматического преобразования вещества верхней мантии широко обсуждаются в свете петрологических проблем мантийного петрогенезиса щелочных базальтов и кимберлитов [23, 33]. Приведены многочисленные данные относительно реакционных явлений между минералами ультрабазитов, кристаллизации вторичных амфиболов и слюд, появления вторичного стекла и др. [9, 32]. Наши исследования позволили обнаружить ряд характерных реакций и признаков метасоматического изменения первичного субстрата верхней мантии под влиянием мантийного флюида-расплава базальтовой магмы.

Наиболее показательно вторичные высокотемпературные процессы развиты в перидотитах Лаузитца. Например, внешние зоны моноклинных пироксенов обогащены титаном, края оливинов более железисты, чем ядра кристаллов. Однако ярче всего неоднородность состава проявлена в шпинелях. В базальтах и лерцолитовых включениях Лаузитца встречаются кристаллы высокохромовой шпинели двух типов, различающиеся по характеру реакционных изменений, а также по составу расплава (стекла), под влиянием которого эти изменения произошли.

Тип 1. К этому типу относятся кристаллы шпинели, контактирующие с вмещающим базальтом. Ядра таких кристаллов обычно обогащены Al, Cr, Mg. Краевая зона шириной 35–40 мкм представляет собой твердый раствор на основе титаномагнетита. Переходят ядра к краевой зоне постепенный (ширина переходной зоны около 20 мкм). Участки расплава на контакте с такой шпинелью обогащены глиноземом и обеднены железом. Вероятно, эта гетерогенность расплава привела к таким особенностям кристаллизующихся из него минералов, как обогащенность титаномагнетитов и ильменита хромом и магнием, клинопироксена — хромом (табл. 2). Отчетливо наблюдается концентрация хрома преимущественно в цент-

Таблица 2. Частичные химические составы (в мас.%) минералов щелочного базальта Лаузитца, кристаллизующихся вблизи реакционной шпинели типа I (по данным рентгеноспектрального микрозондирования)

Компоненты	Магнетит	Ильменит	Моноклинный пироксен	Оливин
SiO ₂	—	—	47,84	38,34
TiO ₂	20,79	48,51	1,65	0,06
Cr ₂ O ₃	0,84	0,16	0,35	0,02
FeO*	67,24	40,99	6,39	22,73
MnO	0,66	0,73	0,12	0,27
MgO	5,57	5,50	12,75	40,88
CaO	2,87	—	21,28	0,27

*Все железо определено в виде FeO.

ральных частях кристаллов моноклинного пироксена, что свидетельствует об обогащенности расплава хромом, возможно, за счет реакции с хромовой шпинелью лерцолитов мантии в глубинном очаге до начала кристаллизации.

Тун II. Этот тип встречен только в парагенезисе с минералами лерцолитов (оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами) и характеризуется интенсивной перекристаллизацией исходной хромово-глиноземистой шпинели. При этом новообразованная реакционная шпинель оказывается обогащенной хромом и обедненной алюминием и, возможно, магнием. Эта перекристаллизация происходит, скорее всего, под влиянием флюида-расплава, состав которого сильно отличается от состава вмещающего базальта и приближается к риолитовому. Этот расплав "разъедает" лерцолит, приводит к перекристаллизации слагающих его минералов. Размеры отдельных образований стекла в среднем составляют от нескольких миллиметров до 10–20 мкм. Ширина зоны перекристаллизации шпинели 10–12 мкм при размере исходных зерен 25 X 60 мкм. Встречаются и более крупные образования. Намечается тренд изменения состава шпинелей от первичного, соответствующего ядру типа II, через перекристаллизованную краевую зону типа II, близкую ядру шпинели типа I. В базальте чаще встречается шпинель типа I. Возможно, это вторичная, реакционная шпинель, образованная в ходе глубинного изменения лерцолита. Уже под влиянием базальтовой магмы происходит дальнейшее изменение шпинели к титаномагнетитовому твердому раствору, равновесному с базальтовым расплавом.

По-видимому, реакционное изменение состава шпинели типа II весьма закономерно, поскольку оно наблюдается во включениях из базальтов и других районов Земли. Так, в одном ксенолите гранат-шпинелевого лерцолита из щелочного базальта Центральной Монголии обнаружена вторичная шпинель, погруженная в кислое и высокощелочное стекло, расположенное вокруг большого зерна первичной шпинели. Состав реакционной шпинели изменяется от исходного в сторону увеличения хромистости. Составы первичных и реакционных шпинелей приведены в табл. 3 и 4.

Таблица 3. Химические составы (в мас. %) шпинелей и ассоциирующих с ними стекол в лерцолитах и базальтах Лаузитца (по данным рентгеноспектрального микрозондирования)

Компоненты	Тип I			Тип II		
	центральная зона	край зерна	стекло	центральная зона	край зерна	стекло
SiO ₂	—	—	53,7 ± 4,0	—	—	67,0
TiO ₂	0,92	15,84	0,18	0,16	—	0,06
Al ₂ O ₃	30,3	4,4	31,1	49,8	41,2	24,5
Cr ₂ O ₃	33,1	9,4	—	20,1	26,5	—
FeO*	21,5	60,3	0,68	11,9	Не опр.	0,35
MnO	0,37	0,6	—	0,13	0,14	—
MgO	12,2	6,4	2,5	25,3	23,6	—
CaO	—	—	10,3	—	2,1	2,1
K ₂ O	—	—	0,31	—	—	2,78
Na ₂ O	—	—	—	—	—	5-6

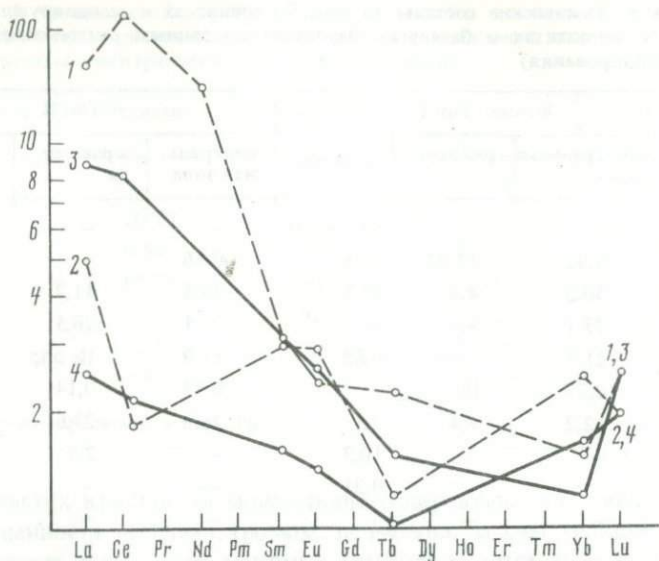
*Все железо в виде FeO.

Таблица 4. Химические составы (в мас. %) первичной и вторичной шпинели, вторичного стекла в образце ксенолита шпинель-гранатового лерцолита из щелочного базальта Центральной Монголии (по данным рентгеноспектрального микрозондирования)

Компоненты	Первичная шпинель	Вторичная шпинель	Стекло
SiO ₂	—	—	65,16
TiO ₂	0,29	1,87	1,18
Al ₂ O ₃	52,02	28,51	16,43
Cr ₂ O ₃	17,56	33,02	—
FeO	11,37	24,83	2,48
MgO	18,76	11,77	0,53
CaO	—	—	0,67
Na ₂ O	—	—	4,21
K ₂ O	—	—	9,34

Анализы выполнены доктором К. Шуманом на электронном микроскопе с приставкой "ISM-35".

Другим примером метасоматического преобразования лерцолита мантии является один из образцов ксенолита шпинелевого лерцолита из базальта Дариганги (вулкан Сальхитын-Ула), в котором наблюдается псевдоморфное замещение магнезиального оливина агрегатом более железистого оливина и низкохромовой шпинели. На петрохимических диаграммах минералы этого включения относятся к группе фаз из включений так называемого железо-магнезиального типа [14]; ксенолиты этой группы обладают чертами большого геохимического сходства с базальтами. Вместе



Р и с. 4. Нормированное по хондриту [30] распределение РЗЭ в перцолитовых включениях из базальтов Хангая (1, 2) и Дариганги (3, 4; обр. 4 — окисленный перцолит с интенсивным замещением магнезиального оливина железистыми фазами и кристаллизацией магнетита)

с тем интенсивное развитие магнетита по описываемому ксенолиту перцолита свидетельствует о высоком окислительном потенциале. Вероятно, в этих условиях может произойти обеднение перцолита подвижными литофильными элементами. Так, по сравнению с неизменными перцолитами окисленные разновидности (оливин интенсивно замещается идингситом) содержат значительно меньше легких редкоземельных элементов (рис. 4). Более подробно данный образец измененного перцолита и явления метасоматоза описаны в работе [20].

В ряде случаев наблюдается проплавление отдельных минеральных зерен перцолитов, по-видимому, по местам концентрации дефектов, по которым осуществляется миграция мантийного флюида-расплава. Эти проплавленные участки в ксенолитах представлены щелочным стеклом, близким по составу к калиево-натриевому полевому шпату. В минералах встречаются также округлые включения, в которых четко обособлены железистая и силикатная составляющие (магнетит и силикатные минералы). В последнем случае, по нашему мнению, произошло расслоение флюида-расплава на существенно железистую и алюмосиликатную части при его охлаждении и последующей кристаллизации.

Под воздействием мантийных потоков горячих флюидов может происходить локальный разогрев перцолита мантии, фиксируемый в появлении реакционных структур и частичном нарушении равновесного распределения химических компонентов между сосуществующими фазами. Нами описывались случаи замещения гранатов в перцолитах Центральной Монголии и Дариганги [6, 21] с образованием вторичной глиноземистой шпинели и силикатных фаз. По составу глиноземистого ромбического пироксена

из реакционной зоны оценены P - T параметры превращения, которые оказались эквивалентными глубинам равновесного существования гранат-шпинелевого лерцолита. Мы полагаем, что неоднородный разогрев, метасоматические и вторичные реакционные явления произошли до попадания ксенолитов в магму и их выноса на поверхность.

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные данные, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют о типоморфизме ксенолитов ультрабазитов и слагающих их минералов. Особенности состава парагенетичных минералов включений отражают индивидуальные черты эволюции мантийного (и, возможно, корового) вещества в ходе геотектонического развития отдельных регионов. Эта эволюция приводит к отчетливо выраженной вещественной гетерогенности верхней мантии.

Результаты, изложенные выше, прямо указывают на параллельность процессов, изменяющих мантийный субстрат и формирующих петрохимический облик магм. Это тем более удивительно, что сейчас имеются данные, указывающие на огромный временной разрыв в возрастах ксенолитов и вмещающих их магматических пород [3, 5]. Можно только допустить необычайную временную устойчивость геохимической направленности развития процессов в недрах отдельных структур.

Данные, приведенные на рис. 1, можно трактовать двояко. Либо увеличение хромистости шпинелей в ряду базальтов Хангая—Дариганги—Лаузитца указывает на переход к более глубинному типу магматических образований (тренд в ряду базальт—кимберлит), либо с натриевыми базальтами Дариганги и Лаузитца ассоциируют более истощенные шпинелевые лерцолиты верхней мантии. Последняя версия явно предпочтительнее. Обсуждая диаграмму, на основе которой дан рис. 1, Д. Карсуэлл [26] обращал внимание на то, что под платформами, где развиты кимберлиты, вещество верхней мантии принадлежит к более тугоплавкому, остаточному, или истощенному типу, хотя и отмечается общая тенденция в уменьшении уровня обеднения базальтоидными компонентами с глубиной. Ксенолиты лерцолитов из щелочных базальтоидов в целом близки к слабо дифференцированному веществу верхней мантии. Это устанавливается по их железистости [22] и по содержаниям ряда рассеянных элементов, например лантаноидов [20]. По содержаниям и соотношениям CaO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 в ромбических пироксенах лерцолиты из базальтов также тяготеют к полю продуктивных пород верхней мантии [28]. Однако степень дифференцированности ксенолитов из различных районов Земли оказывается различной. При этом устанавливается корреляция между щелочностью и соотношением K/Na в базальтах со степенью "истощенности" лерцолитов, равновесных на глубинах, меньших, чем глубины образования щелочно-базальтовых магм (на уровне глубин существования шпинель-гранатовых ультрабазитов). Следует отметить, что "истощенность" лерцолитов не всегда можно непосредственно связать с характером выплавляемых базальтовых магм. Вероятно, данная корреляция отражает, как было указано выше, не генетические соотношения между базальтами и лерцолитовыми включениями (лерцолиты не являются комплементарным рещитом к вмещающим базальтам), а общность вещественной эволюции

недр, в ходе которой образуются магмы различного петрохимического типа и минералы мантии приобретают данные геохимические (петрохимические) особенности состава. В [20] было показано, что даже в пределах одной вулканической провинции (Дариганги) устанавливается зональное распределение включений ультрабазитов, содержащих шпинель различного состава (прежде всего сильно варьирует хромистость минерала). К основным ареалам раннего проявления магматизма толентового типа приурочены лерцолиты, в которых шпинель обогащена хромом, тогда как в зонах преимущественно позднего щелочного магматизма лерцолиты включений содержат шпинель с пониженными концентрациями хрома.

Эти закономерности подводят нас к важному выводу о том, что химизм магм в значительной мере должен определяться не степенью плавления однотипного первичного субстрата (пиролита или четырехфазового лерцолита), а влиянием дополнительных глубинных источников вещества. А.Я. Салтыковский и Ю.С. Геншафт [20] предположили, что базальтовые магмы образуются в процессе динамического взаимодействия в системе аномальная мантия—астеносфера—литосфера. "Аномальная" мантия понимается прежде всего в геофизическом смысле, хотя следует признать и особенности геохимического плана. В другой работе [5] эти авторы рассмотрели модель образования калиевых магм и пород в результате смешения или ассимиляции нормально выплаваемых в астеносфере Na-K типов базальтовых магм (на глубинах до 100 км) с богатым калием и другими некогерентными элементами глубинным флюидом-расплавом, происхождение которого, вероятно, связано с конвектирующей аномальной мантией.

Приведенные в настоящей работе данные показывают, что ксенолиты ультрабазитов являются чуткими индикаторами физико-химических условий образования мантийных магм и состава вмещающей магматической среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
2. Геншафт Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 204 с.
3. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Проблемы глубинного строения Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 183—194.
4. Геншафт Ю.С., Борзунов В.А., Вайнер Д.И. и др. Плотность и объемные изменения при высоких давлениях и температурах ксенолитов в кайнозойских базальтах Монголии. — Геофиз. журн., 1983, 5, № 6, с. 39—45.
5. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Вайнер Д.И. Образование мантийных калиевых магм (по данным петрологического эксперимента). — ДАН СССР, 1984, 274, № 3, с. 934—938.
6. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Дашевская Д.М. Включения гранат-шпинелевых лерцолитов в кайнозойских базальтоидах Монголии. — ДАН СССР, 1981, 260, № 6, с. 1461—1465.
7. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Каминский Ф.В. Опыт построения кайнозойских геотерм по минеральным термометрам. — В кн.: Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М.: Наука, 1981, с. 24—30.
8. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 269 с.
9. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
10. Илурин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.

11. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
12. *Каминский Ф.В., Лаврова Л.Д., Сандомирская С.М.* О глубинных включениях в щелочных базальтоидах Монголии. — Геология и геофизика, 1979, № 5, с. 53–65.
13. *Каминский Ф.В., Соболев Н.В., Сочнева Э.Г., Храпов А.А.* Первые находки гранатов в щелочных базальтоидах плато Дариганга (Монголия). — ЛАН СССР, 1981, 260, № 3, с. 722–724.
14. *Кепежинкас В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 311 с.
15. *Лыков А.В., Печерский Д.М., Шаронова З.В.* Магнитные свойства плиоцен-четвертичных базальтов и ксенолитов Монголии. — В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981, с. 101–116.
16. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра. 1976. 279 с.
17. *Перчук Л.Л.* Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы. — ДАН СССР, 1977, 233, № 6, с. 233.
18. *Приходько В.С.* Вариации составов хромшпинелидов и их значение для петрологии ультрабазитов. — Геология и геофизика, 1980, № 7, с. 67–74.
19. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
20. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.* Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: ИФЗ АН СССР, 1983. 201 с.
21. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Каминский Ф.В., Сандомирская С.М.* Гранатовые включения в базальтах Монголии — индикаторы состава и состояния глубоких горизонтов верхней мантии. — В кн.: Особенности внутриконтинентального базитового вулканизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1980, с. 69–99.
22. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф.* и др. Петрология и петрохимия кайнозойских базальтов и глубинных включений Байкало-Монгольского региона. — В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981, с. 5–86.
23. *Boettcher A.L., O'Neil J.R., Windom K.E.* et al. Metasomatism of the upper mantle and the genesis of kimberlites and alkali basalts. — In: Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry. Wash. (D.C.): AGU, 1979, vol. 2, p. 173–182.
24. *Boyd F.R.* A pyroxene geotherm. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, 37, p. 2533–2546.
25. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Origin of the ultramafic nodules from some kimberlites. — Phys. and Chem. Earth, 1975, 9, p. 431–454.
26. *Carswell D.A.* Mantle derived lherzolite nodules associated with kimberlite, carbonate and basalt magmatism: A review. — Lithos, 1980, 13, p. 121–138.
27. *Clark S.P., Ringwood A.E.* Density distribution and constitution of the mantle. — Rev. Geophys., 1964, 2, p. 35–88.
28. *Hervig R.L., Smith J.V., Steele I.M., Dawson J.B.* Fertile and barren Al-Cr spinel harzburgites from the upper mantle: Ion and electron probe analysis of trace elements in olivine and orthopyroxene: Relation to lherzolites. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, 50, p. 41–58.
29. *Jaques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. — Contrib. Miner. and Petrol., 1980, 73, p. 287–210.
30. *Kay R.W., Gast P.W.* The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. — J. Geol., 1973, 81, N 6, p. 653–682.
31. *MacGregor I.D., Basu A.R.* Geological problems in estimating mantle geothermal gradients. — Amer. Miner., 1974, 61, p. 715–724.
32. *Wass S.Y., Rogers N.W.* Mantle metasomatism-precursor to continental alkaline volcanism. — Geochim. et cosmochim. acta, 1980, 44, N 11, p. 1811–1823.
33. *Wyllie P.J.* The origin of kimberlite. — J. Geophys. Res., 1980, 85, N B12, p. 6902–6910.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr, Nd, Hf И ПРОБЛЕМА ПЕТРОГЕНЕЗИСА БАЗИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

За последние 10–15 лет прецизионность геохимических методов исследования вещества многократно возросла. Именно поэтому при изучении и моделировании процессов магмообразования наряду с классическими петрологическими и геохимическими методами все большую роль стал играть изотопный анализ. Установление ковариации изотопного состава Sr, Nd и Hf в изверженных горных породах океанов и континентов, особенно отрицательной корреляции между величинами отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для пород мантийного генезиса позволило несколько сократить большое число существовавших до этого петрогенетических гипотез. Тем не менее проблема происхождения главных видов горных пород продолжает оставаться одной из наиболее острых и дискуссионных в науках о Земле.

Современные магмоактивные зоны океанов и континентов характеризуются двумя главными типами геодинамических режимов, понимаемых в широком смысле, — растяжения и сжатия. К зонам растяжения мы относим: в океанах — срединно-океанические хребты с вулканическими островами, расположенными в пределах как их осевых, так и фланговых участков, на континентах — внутренние части континентальных сегментов литосферных плит с обильными излияниями платобазальтов (траппы) и континентальные рифты. К зонам сжатия, по-видимому, следует относить островные дуги и активные континентальные окраины андийского типа, хотя, по последним данным [26], среди них нередко могут быть выделены локальные зоны растяжения. В статье рассматриваются наиболее существенные особенности изотопного состава Sr, Nd и Hf в базитах (как наиболее широко распространенных породах) различных магматических серий этих двух геодинамических обстановок. Петролого-геохимические аспекты такого сопоставления изложены в статье Е.В. Шаркова и А.А. Цветкова в настоящем сборнике.

ЗОНЫ РАСТЯЖЕНИЯ

Изотопные данные по Nd и Sr в магматических породах зон растяжения приводятся в многочисленных работах К. Хоксворта, Р. О'Найонса, Г. Вассербурга, Дж. Шиллинга, Д. Де Паоло и др. [7, 8, 22–25, 13, 31, 34]. Результаты этих исследований суммированы на вариационной диаграмме¹ $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ (рис. 1). Рассмотрим наиболее характерные особенности распре-

¹ ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} представляют собой измеренные значения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, нормализованные по стандартному хондритовому резервуару (CHUR) и UR с поправкой на возраст породы. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0,7045$ [8].

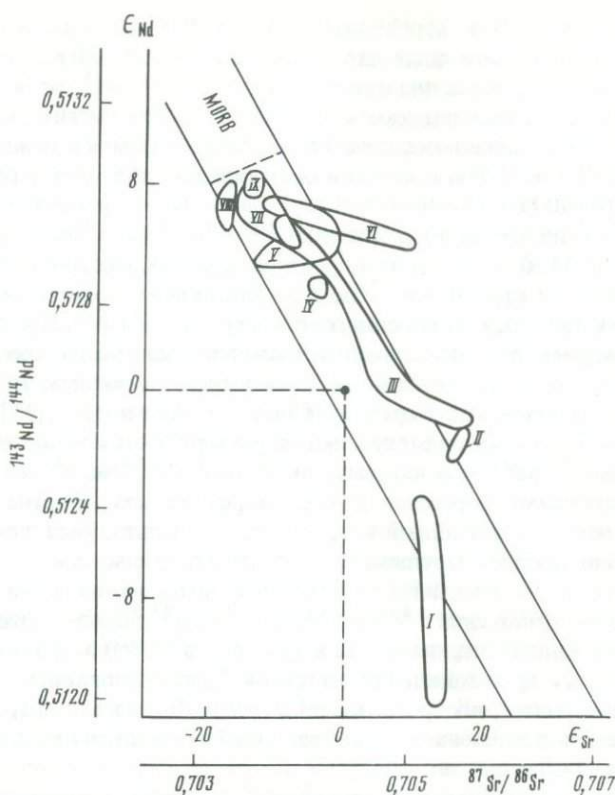


Рис. 1. Диаграмма $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ для магматических пород океанов и континентов, характеризующихся развитием в геодинамическом режиме расширения [11]

Континентальный рифтовый магматизм: I — рифт Рио-Гранде; внутриплитный магматизм: II — о-в Тристан-да-Кунья, III — Патагония, IV — о-в Буве, V — Гавайские острова, VI — Азорские острова, VII — о-в Исландия, VIII — о-в Асенсьон (о-в Вознесения), IX — море Скотия

деления изотопов Nd и Sr отдельно для океанических и континентальных сегментов литосферы.

Океанический рифтовый магматизм. Здесь можно указать на следующие важные закономерности. Во-первых, существуют значительные региональные вариации отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в современных и более древних базальтах срединно-океанических хребтов (MORB), что большинством исследователей связывается с изотопно-геохимической гетерогенностью мантии, продуцирующей эти базальты. Во-вторых, обменные химические реакции с морской водой, эффективность которых была неоднократно доказана, часто приводят к значительному завышению значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в измененных или метаморфизованных базальтах, тогда как отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в силу низкой концентрации неодима в морской воде остается практически неизменным. В целом же базальты "нормальных" участков срединно-океанических хребтов (N-тип MORB) характеризуются более низкими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7024–0,7030), чем базальты "ано-

мальных" (Е-тип MORB) и "переходных" (Т-тип MORB) участков (0,7030–0,7035). При этом Sr-изотопные параметры Е и Т-типов MORB примерно совпадают с минимальными значениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в островодужных базальтах, рассматриваемых ниже. Интересно отметить, что на некоторых отрезках срединно-океанических хребтов, например между Исландией и 30° с.ш. Т-тип MORB в изотопном отношении является переходным от N-типа к базальтам океанических островов, также рассматриваемым ниже [13, 36]. Одновременно отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах MORB всех типов ($> 0,51305$) выше, чем в островодужных и островных базальтах [25]. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для разных океанов несколько различаются. Например, для спредингового Восточно-Тихоокеанского поднятия они ниже, чем для асейсмичного Восточно-Индийского хребта (хребет Девяностого градуса), которые, в свою очередь, ниже, чем это отмечается для таких островов, как Кергелен, Тристан-да-Кунья и др. [11].

Базальты океанических рифтовых зон характеризуются наиболее низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и наиболее высокими — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по сравнению с аналогичными породами других морфоструктур океана. Отсюда можно заключить, что мантийный источник этих базальтов был, по-видимому, существенно обеднен крупнокатионными литофильными элементами по сравнению со среднеземным и даже хондритовым резервуаром [8]. Явление ковариации отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ или соответственно их нормализованных эквивалентов $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ в MORB N- и Т-типов свидетельствует об их происхождении из такой "деPLETED" мантии. "Мантийные изохроны", построенные по данным Rb-Sr изотопных систем, позволяют оценить длительность существования деPLETED областей мантии порядка 1–2 млрд. лет.

Океанический внутриплитный магматизм. Изотопные характеристики магматических образований, слагающих океанические острова, изучены, по-видимому, наиболее детально [3, 11]. В целом базальты островов характеризуются более высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем MORB (соответственно 0,7030–0,7070 и 0,7024–0,7030). Одним из немногих исключений из этого правила является Исландия, четвертичные толеитовые базальты которой в изотопном отношении практически неотличимы от MORB [22–24]. Повышенное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах островов обычно коррелирует с высокими значениями отношения Rb/Sr, обусловленными, в свою очередь, особенностями химизма их мантийного источника.

Число определений отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах океанических островов, к сожалению, намного меньше, чем отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Здесь особый интерес представляет сводка Р. О'Найонса [25], который привел данные по Nd-изотопии Исландии, островов Гавайских, Асунсьон (Вознесения), Тристан-да-Кунья и Буве. Он показал, в частности, что наиболее древние — миоценовые — базальты Исландии, острова, расположенного на оси Срединно-Атлантического хребта, значимо отличаются как от ее четвертичных базальтов, так и от базальтов подводного хребта Рейкьянес, расположенного к югу от острова. Была выявлена обратная корреляционная зависимость отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для миоценовых базальтов Исландии и хребта Рейкьянес. В то же время такая корреляция для базальтов Гавайских островов, происхождение которых связывают с "мантийными струями" или "горячими точками", практически отсутствует. В

гавайских базальтах отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляет 0,51288–0,51307 [25]. Специфика Nd-Sr изотопных данных, по мнению большинства исследователей, свидетельствует, как и в случае MORB, о наличии долгоживущих неоднородностей (Rb-Sr, Sm-Nd) в источнике гавайских базальтов. Проблема выявления и датирования мантийной гетерогенности в зонах развития океанических островов посвящена специальная статья Л.Н. Когарко в настоящем сборнике.

Важно подчеркнуть, что величина Rb/Sr, равная в современных MORB $\sim 0,01$ и совпадающая, как считают, с отношением Rb/Sr в их магматическом источнике [10], слишком мала, чтобы измеряемые сейчас в MORB отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ могли быть выведены, исходя из предположения о первоначально хондритовой мантии Земли. По-видимому, следует допустить, что вещество источника было вначале отчасти проплавлено, в результате чего отношение Rb/Sr в нем несколько понизилось. В то же время базальты океанических островов, характеризуясь лишь чуть более высокими, чем MORB, значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, значительно превосходят последние по величине Rb/Sr. Это позволяет допустить, что базальты островов могли выплавляться из источника с хондритовым составом изотопов Sr, т.е. источники базальтового магматизма океанических островов, по-видимому, еще более примитивные, чем источники MORB.

Континентальный внутриплитный магматизм. Среди наиболее хорошо изученных проявлений континентального внутриплитного магматизма особо следует выделить платобазальты (траппы) Северо-Атлантической провинции [5], бассейна Колумбия-Ривер [4] и Деканского плато [19]. Несмотря на то что базальты этих трех географически разобнесенных областей характеризуются значительными колебаниями изотопных параметров Nd и Sr, первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в наименее измененных их разновидностях практически идентичны: $\epsilon_{\text{Nd}}^0 = +7,8$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^0 = 0,70349-0,70396$ [11].

Устанавливается определенное изотопное отличие траппов от MORB. Так, в базальтах Колумбия-Ривер отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изменяется от 0,51208 до 0,51303 и коррелирует с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70349–0,71448). Такая связь предполагает смешение компонентов, один из которых имеет $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51303$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035$ (мантийная выплавка), а другой – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5120$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7150$ (коровый компонент). Результаты теоретических балансовых расчетов позволили Р. Карлсону и др. [4] разработать модель, привлекающую для объяснения петрогенезиса траппов механизм контаминации первичных базальтовых вышлавков из обогащенной крупнокатионными литофильными элементами мантии симатическим и в меньшей степени сиалическим материалом земной коры. В последующем в близповерхностных условиях могла происходить дифференциация расплавов в результате фракционирования плагиоклаза, низкокальциевого пироксена и оливина. Аналогичная петрогенетическая модель, по-видимому, вполне применима и к платобазальтам Патагонии, однако доля сиалического компонента, скорее всего, была несколько выше, на что указывает больший интервал изотопных значений ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} [11].

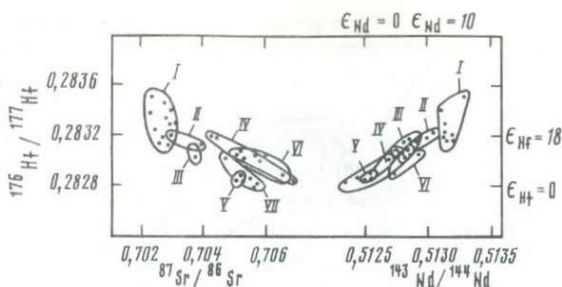
Если изотопные характеристики наименее контаминированных внутриплитных базальтов идентичны или близки изотопным характеристикам их мантийных источников, то последние, по-видимому, по изотопному составу

существенно отличаются от источников большинства MORB N-типа. Однако для объективного сравнения в данные, полученные для источников континентальных внутриплитных базальтов, должна быть внесена поправка на возраст, поскольку для сильно деплетированных легкими РЗЭ базальтов величина ϵ_{Nd} может возрастать примерно на единицу за 60 млн. лет, тогда как величина ϵ_{Sr} за это же время изменяется незначительно [6]. Таким образом, мантийные источники трех упомянутых выше континентальных базальтовых провинций могут быть деплетированными в такой же степени, как и те участки мантии, из которых выщлавились MORB. Эти соображения поэтому не позволяют говорить о существенных изотопных различиях между базальтами внутренних участков континентальных плит и MORB. Поскольку в основном базальтовые магмы на континентах в той или иной степени все же взаимодействовали с веществом коры, можно высказать предположение, что даже наиболее контаминированные породы происходят из источников, сходных с источниками MORB. Геохимические данные, однако, противоречат такому слишком простому предположению. С другой стороны, если континентальные базальты зарождаются в субконтинентальной литосфере, деплетированной в ходе ранних фаз образования континентальной коры, то можно было бы ожидать наличие определенной корреляции между средним возрастом коры и изотопным составом базальтов. Однако практическая тождественность изотопных отношений наиболее примитивных базальтов Колумбия-Ривер и Деканского плато, залегающих соответственно на архейской и протерозойской коре, свидетельствует против существования такой корреляции.

Почти непрерывные излияния базальтовых магм через тонкую океаническую кору препятствуют образованию обогащенных некогерентными элементами флюидов в субокеанической верхней мантии. В континентальной литосфере ситуация в корне иная, так как магма из нее извлекается только эпизодически. Это приводит к непрерывному возрастанию в ней радиогенного Sr, что, в свою очередь, вызывает широкие вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах тех внутриплитных регионов, о которых шла речь выше.

Континентальный рифтовый магматизм. Породы континентальных рифтовых областей, например рифта Рио-Гранде в Северной Америке, нередко характеризуются высокой стабильностью изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70451–0,70497), но чрезвычайно широкими колебаниями отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ в ряду от базальтов до риодацитов. Такая особенность объясняется обычно контаминацией мантийных выплавов основными гранулитами нижней коры, обладающими низкими концентрациями Rb в сочетании с профилями распределения РЗЭ, близкими к профилям для верхнекоровых образований [16]. Подобный механизм привлекается в последнее время и для объяснения особенностей распределения изотопов Nd и Sr в кайнозойских рифтогенных вулканитах Северо-Западной Шотландии [5] и провинции Сан-Хуан, Колорадо [18].

Обратимся теперь к материалам по Hf-изотопии. В гидротермальных системах Hf, как и Nd, является инертным, и поэтому на величину изотопного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ не влияет измененность породы. Изучение отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ в океанических базальтах, проведенное в последние годы Дж. Пэтчеттом и М. Тацумото [27, 28], привело к ряду интересных вы-



Р и с. 2. Соотношение изотопов Hf-Nd-Sr в океанических базальтах зон растяжения [11]

I — MORB; II — Галапагосские острова; III — о-в Буве; IV — острова Общества; V — о-в Тристан-да-Кунья; VI — о-ва Самоа, VII — о-в Кергелен

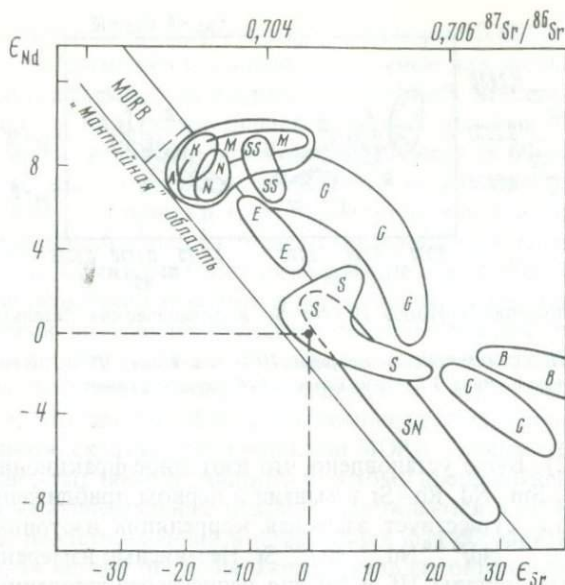
водов (рис. 2). Было установлено, что изотопное фракционирование в системах Lu-Hf, Sm-Nd, Rb-Sr в мантии в первом приближении происходит когерентно, т.е. существует взаимная корреляция изотопных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Независимо измеренные современные изотопные составы Hf и Nd для недифференцированных (хондритовых) источников на диаграмме $\epsilon_{\text{Hf}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ располагаются в мантийной области, что по-видимому, свидетельствует о том, что источником океанических базитов была мантия хондритового состава. При этом колебания отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в MORB-образующей хондритовой мантии более значительные, чем вариации отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Интересно также, что изотопные составы базальтов океанических островов оконтуривают область предполагаемых мантийных составов, причем отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ характеризуется отчетливой положительной корреляцией, а отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для некоторых островов нередко бывают дивергентны (например, Галапагосские острова, о-в Буве и др.).

Сравнительный анализ данных, приводимых на диаграммах $\epsilon_{\text{Hf}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ и $\epsilon_{\text{Hf}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ (см. рис. 2) для базальтов океанических зон растяжения, ясно показывает, что различия в форме трендов для океанических островов, по-видимому, можно объяснить вовлечением в процесс магмогенерации "континентального" стронция, поставляемого либо пелагическими осадками, либо морской водой.

ЗОНЫ СЖАТИЯ

Прецизионные изотопные данные по Nd и Sr для магматических пород зон сжатия приводятся в работах [6, 7, 12, 14, 15, 17, 29, 21, 34]. Результаты этих исследований суммированы на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ (рис. 3).

В современных базальтах и андезитбазальтах островных дуг и активных континентальных окраин отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обычно превышает 0,7030 [17]. Дж. Левайс [3], суммировав все ранее опубликованные изотопные данные по островодужным и окраинно-континентальным базальтам, показал, что они группируются вблизи значения 0,7036. В то же время средняя величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах некоторых островных дуг мо-



Р и с. 3. Диаграмма $\epsilon_{Sr} - \epsilon_{Nd}$ для магматических пород островных дуг и активных континентальных окраин, характеризующихся развитием в геодинамическом режиме сжатия

А — Алеутская дуга (включая Командорские острова), [2]; К — Курильская дуга [2]; N — Новобританская дуга [9]; SS — Южно-Сандвичева дуга [9]; G — Малоантильская дуга (о-в Гренада) [9]; M — Марианская дуга [31]; S — Зондская дуга [37–40]; B — дуга Банда [40]; E — Эквадорский энсиматический сегмент Анд Южной Америки [11]; C — Северочилийский энсиалический сегмент Анд Южной Америки [11]; SN — сегмент Сьерра-Невада Северной Америки

жет отклоняться в ту или иную сторону: для базальтов Новобританской дуги она ниже (0,70328), а для базальтов Алеутской дуги — несколько выше (0,70385). Дж. Гилл [12] в качестве среднего значения получил 0,7037, а К. Хоксворт и др. [15] на примере Южно-Сандвичевой островной дуги показали, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в первичных базальтовых магмах составляет 0,7038–0,7039. Крайние пределы колебаний отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в островодужных базитах составляют 0,7026 в Японии и 0,7150 в Липарской дуге Средиземного моря [14], при этом наиболее низкие значения обычно характерны для пород толеитовой и K-Na субщелочной серий, а наиболее высокие — для известково-щелочной и шошонитовой серий.

По величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ базиты островных дуг и активных континентальных окраин отчетливо контрастируют с MORB N-типа, для которых оно, как правило, меньше 0,7030.

В настоящее время наряду с изотопным анализом стронция практически для всех островных дуг Мирового океана и для большей части активных континентальных окраин выполнен изотопный анализ и неодима. К числу наиболее детально изученных морфоструктур, для которых имеются также и надежные геохимические данные, следует отнести Марианскую, Тонга-Кермадекскую, Идзу-Бонинскую, Новобританскую, Новогейбридскую, Южно-Сандвичеву (внутриокеанические), Алеутскую, Малую Антильскую,

Курильскую, Банда, Зондскую (периферийно-океанические) островные дуги и Эквадорско-Северочилийский сегмент Южно-Американских Анд.

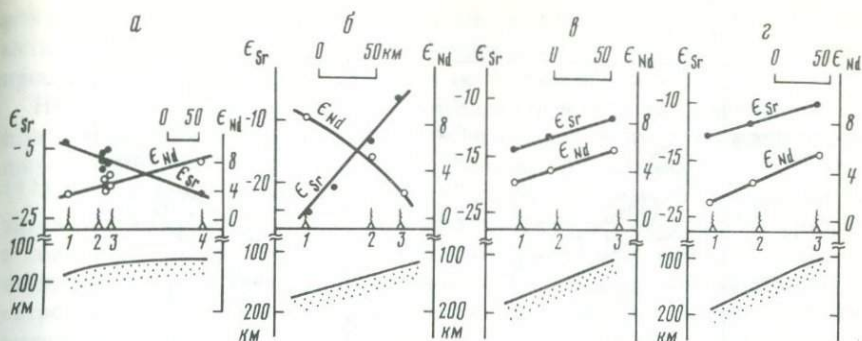
Анализ диаграммы $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ (см. рис. 3) позволяет сделать следующие выводы. Во-первых, базальты островных дуг независимо от их принадлежности к тем или иным сериям отличаются от толеитовых базальтов N-типа MORB более низкими величинами ϵ_{Nd} и более высокими $-\epsilon_{Sr}$, одновременно характеризуясь такими же параметрами ϵ_{Nd} , как E-тип MORB (например, Исландия), океанические внутриплитные базальты (например, Гавайи) и отдельные разновидности континентальных базальтов (траппы Патагонии). Во-вторых, некоторые островодужные базальты в отличие, например, от внутриплитных характеризуются заметным смещением фигуративных точек в область более высоких значений ϵ_{Sr} при одних и тех же значениях ϵ_{Nd} (базальты Алеутской, Марианской, Малой Антильской островных дуг). Этот сдвиг на диаграммах часто объясняется привнесением в систему радиогенного Sr из морской воды ($\epsilon_{Sr} = +64$). Подобные явления в настоящее время подтверждаются достаточно надежно [1, 2]. В то же время нельзя забывать, что имеется ряд внутриплитных базальтов, например с Галапагосских [35] и Азорских островов [15], в которых отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ также значительно повышено. Эти факты заставляют усомниться в исключительной роли морской воды (гидратированной океанической коры) в наблюдаемом повышении отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Весьма возможно, что причину этого явления следует искать в особенностях изотопного состава мантийных источников соответствующих пород. В-третьих, чрезвычайно своеобразно положение на диаграмме $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ поля фигуративных точек, отвечающих известково-щелочным и субщелочным базальтам Малой Антильской дуги (о-в Гренада), которые проектируются правее области мантийных составов, но при этом располагаются параллельно ей. Это свидетельствует о наличии двухкомпонентного источника, где один из компонентов относительно обогащен Nd и Sr, а другой ими резко обеднен. Следует заметить, что существование "обогащенных" и "обедненных" зон в мантии характерно и для зон растяжения, что подтверждается примером Азорского геоблока [15]. В отношении известково-щелочных базитов Новобританской дуги высказывается предположение [7], что исходные магмы образовались в результате незначительного процента частичного плавления второго слоя субдуцируемой океанической коры с высоким отношением Sr/Nd и недеплетированным спектром PЗЭ. В-четвертых, эффект коровой контаминации мантийных магм, в частности пелагическими осадками, на диаграмме $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ выражается в уменьшении величин ϵ_{Nd} и увеличении ϵ_{Sr} . В результате фигуративные точки пород смещаются в направлении составов континентальной коры [$\epsilon_{Sr} = 0 - (+40)$, $\epsilon_{Nd} = 0 - (-12)$] и океанических осадков [$\epsilon_{Sr} = +65 - (+70)$, $\epsilon_{Nd} = (-2) - (-25)$].

Примером такого смещения могут служить составы лав базальтов и андезитобазальтов дуги Банда, проектирующиеся правее составов петрографически однотипных лав Зондской дуги, для которых предполагается чисто мантийное происхождение [37-39]. Кроме того, положительная корреляция $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{18}O/^{16}O$ и SiO_2 в лавах дуги Банда также указывает на контаминацию их сиалическим материалом [11]. В-пятых, известково-щелочные породы активных континентальных окраин (например, Северочилийской, Боливийской и Перуанской) характеризуются более широкой,

чем в островных дугах, изменчивостью изотопных отношений Nd и Sr, которые на диаграмме $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ тяготеют к полям древней континентальной коры и пелагических осадков [12]. Таким образом, имеющиеся данные по изотопии Nd все же допускают участие в процессе островодужного и окраинно-материкового петрогенеза незначительных количеств осадочного компонента в качестве добавки к первично-мантийному источнику.

Для островных дуг и активных континентальных окраин устанавливаются четыре тренда латеральной зональности распределения изотопов: 1) при переходе от фронтальных структурно-формационных зон к тыловым отсутствует какой-либо заметный сдвиг изотопных отношений Nd и Sr (например, Новая Британия [7]); 2) в том же направлении происходит постепенное возрастание "континентального фактора", т.е. отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ увеличивается, а отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ уменьшается (например, в Центральной Японии [21], в Перуанских и Чилийских Андах [11], в Зондской дуге [37–39]); 3) тренд изотопной зональности обратен предыдущему: от фронта к тылу возрастает ϵ_{Nd} и уменьшается ϵ_{Sr} (Северо-Восточная Япония [21], Южно-Сандвичева дуга [15]); 4) от фронтальных к тыловым структурно-формационным зонам уменьшается величина как ϵ_{Nd} , так и ϵ_{Sr} (Курильская дуга, см. статью Г.П. Авдейко и др. в настоящем сборнике). На рис. 4 приведены диаграммы, иллюстрирующие зависимость типа изотопного тренда от расстояния до зоны Беньофа. Различия в характере изотопных трендов, по мнению ряда исследователей [11, 21], обусловлены неодинаковой ролью процессов селективной коровой контаминации и частичного плавления (ультрабазитов "мантийного клина" и океанической коры) в образовании островодужных магм. В ряде случаев изотопные параметры базитов тыловых структурно-формационных зон (например, Курильской дуги) сближаются с таковыми для океанических островов, что позволяет говорить о существовании определенных черт сходства базитового магматизма, проявленного в различной геодинамической обстановке.

Интересные данные получены по K-Na субщелочным магматическим сериям активных континентальных окраин. Так, субщелочные базальты центральной части Сьерра-Невады в Калифорнии, включающие флогопитсодержащие ультрамафитовые нодулы, содержат несколько меньше радиогенного стронция [$^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70430 - 0,70521$, $\epsilon_{Sr} = (-3) - (+10)$] и обычно обладают чуть более высоким отношением Rb/Sr, чем породы протранственно с ними ассоциирующей К щелочной серии — тефриты, лейцитовые тефриты, фонолиты [$^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70597 - 0,70563$, $\epsilon_{Sr} = (+21) - (+29)$]. В то же время величина отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ для всех петрографических типов пород характеризуется значительными колебаниями [$^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51245 - 0,51225$, $\epsilon_{Nd} = (+2) - (-10)$] [11]. На диаграмме $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ (см. рис. 3) все субщелочные и щелочные базальтовые лавы Сьерра-Невады проецируются несколько правее области мантийной корреляции. Повышенные значения ϵ_{Nd} при сильно варьирующих величинах ϵ_{Sr} , вероятно, можно было бы интерпретировать как результат селективной контаминации примитивного мантийного расплава сиалическим веществом земной коры, однако теоретические расчеты баланса масс показывают, что ассимиляция необходимого для достижения баланса по калию количества сиалического материала (полевые шпаты + слюды) привела бы к



Р и с. 4. Корреляция изотопных параметров ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} в базальтах вулканов островных дуг с глубиной до зоны Бенъофа [21]

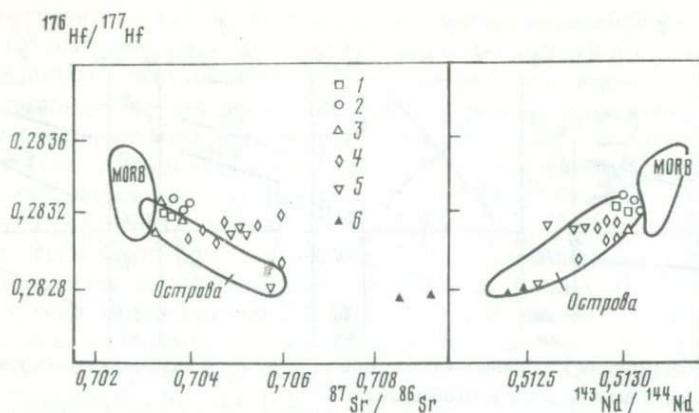
a — Центральная Япония: 1 — Миоко, 2 — Ибоши, 3 — Асама, 4 — Хаконе; *б* — Северо-Восточная Япония: 1 — Кампу-Сан, 2 — Мориуши, 3 — Хачимантай; *в* — Центральные Курилы: 1 — Чиринкотан, 2 — Экарма, 3 — Онекатан; *г* — Северные Курилы: 1 — запад пр. Дианы, 2 — восток пр. Дианы, 3 — Симушир

резкому обеднению результирующего магматического расплава главными фемафильными элементами (Fe, Mg, Co, Ni, Cr, V), причем особенно сильно — магнием. Кроме того, отсутствие обратной корреляционной зависимости между изотопными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и содержанием в породе Sr на фоне высоких валовых содержаний последнего (800–1600 г/т) также является аргументом против механизма коровой контаминации. По-видимому, результаты изотопных исследований подтверждают точку зрения Дж. Ван Кутена [33] о возникновении K-Na субщелочной и щелочной серий Сьерра-Невады в результате частичного плавления обогащенного крупнокатионными литофильными элементами мантийного источника.

Привлекая материалы по Hf-изотопии (рис. 5) для тех же островных дуг, которые рассматривались на рис. 3, можно видеть наличие примерно одинаковых трендов на диаграммах $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ и $\epsilon_{Hf}-\epsilon_{Sr}$.

В то же время при одинаковых ϵ_{Sr} базиты Алеутской, Марианской и Новобританской островных дуг характеризуются несколько более высокими отношениями $^{176}Hf/^{177}Hf$, чем базальты океанических островов. Напротив, на графике $^{176}Hf/^{177}Hf-^{143}Nd/^{144}Nd$ поля составов островодужных и островных базальтов взаимно перекрываются, тем самым указывая на приблизительно такое же соотношение изотопов Hf и Nd в их магматических источниках.

Значение результатов Hf-изотопии применительно к проблемам островодужного петрогенеза можно показать на следующем примере. На графике $^{176}Hf/^{177}Hf-^{143}Nd/^{144}Nd$ видно, что составы базитов дуги Банда следуют мантийному тренду, тогда как на графике $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ они являются аномальными и резко удалены от него. Это означает, что если островодужные базиты происходят из сложных, многокомпонентных источников, включающих океаническую кору, мантию и континентальный осадочный детрит [39], то должны выполняться одно или два следующих условия: 1) фракционирование изотопов в системах Lu-Hf и Sm-Nd для всех компонентов источника должно быть в первом приближении одинаковым;



Р и с. 5. Соотношение изотопов Hf–Nd–Sr в базальтах островных дуг

Островные дуги: 1 – Марианская, 2 – Новобританская, 3 – Алеутская, 4 – Ма-лоангильская, 5 – Зондская, 6 – Банда; поля базальтов MORB и островов – по [27]; данные по Nd и Sr для дуг Зондской и Банда – по [37–40]; остальные данные – по [36]

2) в процессе смешения магм могли принимать участие только компоненты с одинаковыми отношениями Hf/Nd. К сожалению, широкое применение результатов Hf-изотопии в настоящее время сдерживается отсутствием надежных данных по коровым изверженным и осадочным породам. Тем не менее вполне вероятно, что когерентность фракционирования изотопов в системах Lu–Hf и Sm–Nd может распространяться не только на субокеаническую мантию, но и на континентальную кору, включая ее осадочный слой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное сравнение изотопных характеристик в базитах различных геодинамических обстановок океанов и континентов выявило широкую вариативность отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. В целом базиты, формирующиеся в обстановке сжатия (островные дуги и активные континентальные окраины), обладают более высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и более низкими – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (соответственно величинами ϵ_{Sr} , ϵ_{Nd} , ϵ_{Hf}), чем базиты, формирующиеся в обстановке растяжения (океанические и континентальные рифты, океанические острова, траппы). Это обстоятельство связано, по-видимому, по крайней мере с двумя группами факторов. Во-первых, специфика корреляции изотопных отношений Sr, Nd и Hf в совокупности с петролого-геохимическими данными, в первую очередь распределением РЗЭ в базитах, указывает на различный вещественный состав тех мантийных источников, из которых образуются первичные расплавы магмоактивных зон с различными геодинамическими режимами. Во-вторых, весьма важную роль в некоторых случаях играет вещество земной коры, контаминирующее мантийные выплавки. Этот процесс наиболее отчетливо проявлен в зрелых островных дугах и энсиалических континентальных окраинах с мощной континентальной ко-

рой, "гранитно-метаморфический" слой которой и является наиболее активным контаминантом. Роль субдуцируемых пелагических осадков в процессе магматизма, по-видимому, весьма незначительна.

Наличие латеральной изотопной зональности в областях, развивающихся в режиме сжатия, в тех случаях, когда базиты тыловых структурно-формационных зон характеризуются изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, близкими к соответствующим изотопным параметрам базитов океанических островов, расположенных на осях срединных хребтов, в совокупности с другими петролого-геохимическими данными позволяет высказать предположение о существовании локальных зон растяжения за островодужным вулканическим фронтом. Базиты К-Na субщелочной магматической серии, являющейся "сквозной" для обеих геодинамических обстановок, обладают практически идентичными изотопными характеристиками, что свидетельствует, вероятно, о максимальной глубинности их мантийного источника.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов В.И., Буякяйте М.И. Изотопный состав стронция в породах океанического дна и в гипербазитах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 63—74.
2. Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Цветков А.А. и др. Вариации изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах Алеутской островной дуги в связи с проблемой их петрогенезиса. — ДАН СССР, 1983, 270, № 6, с. 1457—1462.
3. Basaltic volcanism on the terrestrial planets. N.Y.: Pergamon press, 1981. 587 p.
4. Carlson R.W., Lugmair G.W., MacDougall J.D. Columbia River volcanism: The question of mantle heterogeneity or crustal contamination. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, 45, p. 2483—2499.
5. Carter S.R., Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Continental volcanics derived from enriched and depleted source regions: Nd and Sr isotope evidence. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 37, p. 401—408.
6. De Paolo D.J. Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth structure and evolution. — Eos, 1981, 62, N 14, p. 137—140.
7. De Paolo D.J., Johnson R.W. Magmatic arc: Constraints from Nd and Sr isotopes and trace element patterns. — Contrib. Miner. and Petrol., 1979, 70, p. 367—385.
8. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. — Geophys. Res. Lett., 1976, 3, p. 743—746.
9. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their sources. — Proc. Nat. Acad. Sci. US, 1979, 76, p. 3056—3060.
10. Ewart A., La Maitre R.W. Some regional compositional differences within Tertiary Recent orogenic magmas. — Chem. Geol., 1980, 30, p. 257—283.
11. Fifth International conference on geochemistry, cosmochemistry and geochronology. Tokyo, 1982. 587 p.
12. Gill J.B. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1979, 87, p. 1384—1395.
13. Hart S.R., Schilling J.G., Powell J.L. Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge: Sr isotope geochemistry. — Nature. Phys. Sci., 1973, 246, p. 104—111.
14. Nawkesworth C.J., Vollmer R. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics. — Contrib. Miner. and Petrol., 1979, 69, p. 151—165.
15. Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C., Vollmer R. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle. — Nature, 1979, 280, p. 28—31.
16. Heier K.S., Thorensen K. Geochemistry of high grade metamorphic rocks, Lofoten-Vesteralen, North Norway. — Geochim. et cosmochim. acta, 1971, 35, p. 89—99.

17. Kay R.W., Sun S.-S., Lee-Hu C.N. Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, 42, p. 263–273.
18. Lipman P.W. Petrologic evolution of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado: Pb and Sr isotope evidence. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, 89, p. 59–82.
19. Mahoney J. Origin of the Deccan Trap flows at Mahabaleshwar inferred from Nd and Sr isotopic and chemical evidence. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, 60, p. 47–60.
20. Menzies M., Murthy V.R. Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas: Isotopic evidence. — *Amer. J. Sci.*, 1980, 280-A, p. 622–644.
21. Nohda S., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, 52, p. 264–276.
22. O'Nions R.K., Gronvold K. Nature and development of basalt magma sources beneath Iceland and the Reykjanes Ridge. — *J. Petrol.*, 1976, 17, p. 315–338.
23. O'Nions R.K., Pankhurst R.K. Secular variations in the Sr isotope composition of Icelandic volcanic rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, 21, p. 13–21.
24. O'Nions R.K., Evensen N.M., Hamilton P.J. Differentiation and evolution of the mantle. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1980, 297, p. 479–493.
25. O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M. Variation in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, 43, p. 13–22.
26. Orogenic andesites and plate tectonics/Ed. K. Thorpe. N.Y.: Wiley, 1982. 638 p.
27. Patchett P.J. Hafnium isotope results from mid-ocean ridges and Kerguelen. — *Lithos*, 1983, 16, p. 47–51.
28. Patchett P.J., Tatsumoto M. Hafnium isotope variations in oceanic basalts. — *Geophys. Res. Lett.*, 1980, 7, p. 1077–1080.
29. Perfit M.R., McCulloch M.T. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian Island arc magmas. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, 56, p. 167–179.
30. Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E. et al. Chemical characteristics of island arc basalts: Implications for mantle sources. — *Chem. Geol.*, 1980, 30, p. 227–256.
31. Schilling J.G. Rare earth variations across "normal sections" of the Reykjanes Ridge 60–53°N Mid-Atlantic Ridge, 29°S and East Pacific Rise, 2–19°S and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer. — *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, p. 1459–1470.
32. Stern R.J., Ito E. Trace element and isotopic constraints on the active Volcano and Mariana Island arcs, Western Pacific. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1983, 18, p. 461–482.
33. Van Kooten J.K. Mineralogy, petrology and geochemistry of an ultrapotassic basaltic suite, Central Sierra Nevada, California, USA. — *J. Petrol.*, 1980, 21, p. 651–684.
34. Wasserburg G.J., De Paolo D.J. Models of Earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic evidences. — *Proc. Nat. Acad. Sci. US*, 1979, 76, p. 3594–3598.
35. White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. — *Nature*, 1982, 296, N 987, p. 821–825.
36. White W.M., Schilling J.G., Hart S.R. Evidence for the Azores mantle plum and Sr isotope geochemistry of the Central North Atlantic. — *Nature*, 1976, 263, N 138, p. 659–661.
37. Whitford D.J. Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Sunda arc, Indonesia, and their petrogenetic implications. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, 39, p. 1287–1302.
38. Whitford D.J., Nickolls I.A., Taylor S.R. Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda Arc in Java and Bali. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, 70, p. 341–356.
39. Whitford D.J., White W.M., Jesek P.A. Neodymium isotopic composition of Quaternary island arc lavas from Indonesia. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1981, 45, p. 989–995.

ГЕОДИНАМИКА БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА В ОКЕАНАХ И ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЯХ КОНТИНЕНТОВ

Интенсивное изучение строения и особенностей формирования океанической коры, как современной, так и геологического прошлого, пока более ставит проблемы, чем их решает. Однако существуют явления, природа которых может считаться установленной. Не вызывает сомнений, что подавляющая часть базальтового магматизма современных океанов и палеоокеанических структур складчатых областей континентов продуцирована в совершенно определенной геологической обстановке — растяжения или спрединга океанической коры. В особенностях строения ее второго слоя отражаются закономерности процесса спрединга, часть которых носит общий (глобальный?) характер. Наиболее информативными в отношении геодинамики оказываются нижние горизонты второго слоя океанической (преимущественно палеоокеанической) коры, представленные комплексами, определяемыми термином "дайка в дайке", которые в свое время служили магмовыводящими каналами для базальтовых магм [3, 8].

Теоретическая модель предполагает, что выведение базальтовой магмы в придонные области идет из единой зияющей трещины (или соподчиненной системы трещин), существование которой поддерживается непрерывным, но дискретным раздвижением ее флангов в стороны. Каждая новая порция магмы поступает внутрь разрывающейся, частично или полностью застывшей дайки, сформировавшейся на предыдущем этапе раскрытия трещины. В условиях продолжительного спрединга должны возникать две симметричные группы "дайка в дайке". Строго говоря, каждая из этих групп будет сложена прислоненными друг к другу полудайками с односторонними зонами закалки, направленными от оси спрединга. Мощность полудаек обычно устойчива — от 0,5 до 1,5 м. Междайковые пространства (окрины, септы), сложенные габбро, занимают до 10% объема в нижних горизонтах дайкового комплекса и практически исчезают в средних. Постепенное возрастание количества и размеров базальтовых скринов вверх по разрезу отвечает постепенному переходу дайкового комплекса в лавовый.

В конкретных обнажениях редко наблюдаются многокилометровые серии даек с односторонними закалками. Преобладают комплексы сложного строения, в которых иногда, на первый взгляд, хаотически сочетаются полудайки и неразорванные (двузакальные) дайки. Специальная методика [4–7], базирующаяся на анализе ориентации закалок в таких комплексах, позволяет расшифровать особенности механизма спрединга на более глубоких уровнях, чем это пока возможно в современных структурах с корой океанического типа.

Перескакивание, или джампинг, оси спрединга. Закономерная скачкообразная миграция осевой части магмовыводящей зоны (оси спрединга) установлена в Исландии К. Саймудсоном [12], которому удалось показать,

что миоценовая ось спрединга располагалась в западной части острова. Эта палеозона магмовыведения продуцировала базальты с абсолютным возрастом от 16 (на флангах) до 7 млн. лет (в осевой части). На 120–130 км восточнее на продолжении подводного хребта Рейкьянес находится современная ось спрединга. С этой зоной связано образование базальтов от рубежа 7 млн. лет до настоящего времени. На некотором непродолжительном временном отрезке начала формирования новой зоны магмовыведения в "брошенной" зоне еще продолжают магматические процессы. Есть основание предполагать, что восточная неовулканическая зона Исландии (главная зона спрединга в современной структуре) представляет собой результат следующего скачка зоны спрединга на восток, а существование двух неовулканических зон отвечает этапу отмирания древней (Рейкьянесской) и становления более молодой (восточной) оси растяжения.

Анализ ориентировок зон закалки и других структурных особенностей комплекса типа "дайка в дайке" и ассоциирующих с ним базальтовых лав палеозойского палеоокеанического аллохтона Южных Мугодзар позволяет установить существование джампинга и в этой структуре. В пределах площади распространения дайкового комплекса находится несколько палеоосей спрединга, из которых две настолько хорошо обнажены, что удастся установить последовательность их формирования. Западная (условно первая) — более древняя. Более молодая палеозона расположена на 8–12 км восточнее. Несомненно, существовала еще более молодая и еще более восточная палеоось спрединга, но условия обнаженности позволяют наблюдать лишь часть ее западного крыла. Судя по залеганию даек и лавовых потоков, обе зоны палеоспрединга, как и в Исландии, образуют весьма пологие синклиналеподобные структуры. Осевые части "брошенных" зон спрединга сложены лавами, а крылья (фланги) — подстилающими их комплексами "дайка в дайке".

Границе первой и второй палеозон магмовыведения отвечают своеобразные амфиболовые габбро (мощностью до 500 м), несомненно, образовавшиеся путем метасоматической переработки долеритов даек условно первой (древней) зоны спрединга, а также кумулятивного пироксенового габбро. Дайки второй (более молодой) зоны спрединга являются секущими по отношению к габброидам и имеют по границе с ними отчетливую фацию закалки с сидеромелановым стеклом. Следовательно, метасоматическое габбро образовалось *после* формирования пакета даек первой ("брошенной") зоны магмовыведения (спрединга), но *до начала* комплектования даек второй, т.е. в момент джампинга оси спрединга. Представляется вероятным, что заложение новой оси спрединга начинается с возникновения системы глубоких трещин, в которые внедряется толеитовая магма, не проникшая до поверхности дна и застывшая в виде габбро. Активная циркуляция морской воды (пара) в зоне трещиноватости над развивающимся магматическим очагом продуцировала метасоматическую амфиболитизацию ранее сформированных даек и габбро вплоть до образования такситового амфиболового габбро. По мере нарастания растяжения в новообразующейся зоне спрединга габброиды были разорваны, начал пакетироваться новый дайковый комплекс, в результате чего части некогда единого массива амфиболового габбро оказались на разных флангах зоны спрединга. В современной структуре они удалены один от другого на 18–20 км.

Примеры джампинга при спрединге хорошо известны: Срединно-Атлантический хребет (амплитуда 8–10 км [11]), рифтовая зона Красного моря (амплитуда 6–7 км [2]). Более детальное изучение структур растяжения часто позволяет выявить "перескакивание" их осей, причем во всех известных случаях джампинг происходил по направлению с запада на восток. Кроме того, создается впечатление, что амплитуда джампинга находится в зависимости от мощности коры: в "тонких" океанических и палеоокеанических корах "скачок" составляет 7–12 км, а в несомненно более мощной коре Исландии – 60–70 км.

Сдвиговая компонента спрединга. Базальтовые потоки неовулканической зоны Исландии (зоны современного спрединга) рассчитаны широко развитыми гьярами (зияющими трещинами), которым в более глубоких горизонтах земной коры отвечают слепые дайки [10]. По-видимому, гьяры и дайки представляют собой реакцию на растяжение земной коры при спрединге. Образуемый ими структурный рисунок позволяет предполагать наличие сдвиговой компоненты, сопровождающей спрединг [9].

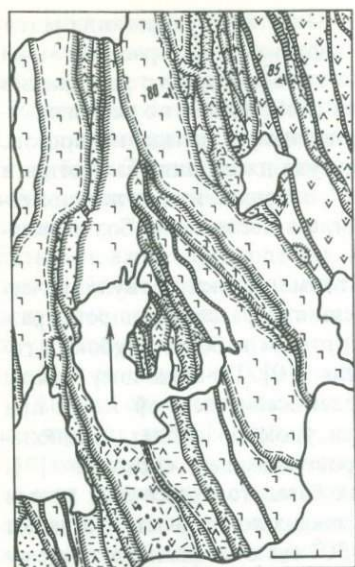
На востоке Исландии потоки миоценовых базальтов рассеяны рядами параллельных даек. Детальный структурный анализ показывает, что дайки в этих рядах ориентированы под углами 20–30° по отношению к общему простираению роя. Этот факт, а также закономерное кулисообразное смещение даек в плане однозначно свидетельствуют о существенной роли сдвиговой компоненты, сопровождавшей формирование трещин отрыва при растяжении.

Детальное картирование участка комплекса "дайка в дайке" на Южном Урале (бассейн р. Шулдак) позволило установить, что дайки кулисообразно смещаются в одном направлении (рис. 1). Это подтверждает предположение о наличии сдвиговой компоненты при формировании спрединговых магмовыводящих трещин также и в палеоокеанических структурах.

Анализ размещения линейных роев даек в Восточной Исландии показывает, что с запада на восток происходит последовательный разворот меридиональных роев даек до северо-восточных простираний. В этом же направлении наблюдается относительное удревнение самих роев. Следовательно, наряду с перемещением в восточном направлении идет общий разворот блока по часовой стрелке.

Нам представляется, что оба эти явления – наличие сдвиговой компоненты при образовании трещин (даек) и разворот роев даек – вызываются разными скоростями спрединга вдоль его оси. В конечном счете это реализуется в образовании трансформных разломов.

Особенности проявления магматизма при спрединге. Некоторые неоднородности строения лавовой части второго слоя океанической и палеоокеанической коры могут объясняться влиянием характерных особенностей процесса растяжения – элементами его "рассеивания". Закономерное смещение оси растяжения к востоку приводит к тому, что на западном фланге уже в значительной степени сформированной зоны постепенно угасают напряжения растяжения. Напротив, на восточном фланге они сохраняются и, концентрируясь в локальных зонах, приводят к возникновению небольших зон растяжения (локальный спрединг) порядка первых десятков метров. Видимо, базальты, продуцированные этим явлением, могут образовывать изолированные вулканические постройки, в том числе "стожкового" типа.



Р и с. 1. Фрагмент геологической карты шулдакского комплекса "дайка в дайке" (Урал, Южные Мугоджары)

1 — задернованные участки; 2–7 — петрографические фаши долеритов даек: 2 — тонко- и мелкозернистые меланократовые, 3 — мелкозернистые, 4 — среднезернистые меланократовые, 5 — то же, лейкократовые, 6 — крупнозернистые меланократовые, 7 — то же, лейкократовые; 8 — дайки долеритов с крупнозернистыми центральными участками; 9 — маломощные дайки, сложенные мелкозернистыми долеритами; 10 — междайковые пространства (скрины); 11–13 — эндоконтактные зоны (закалки): 11 — тонкозернистые долериты со стеклом, 12 — мелко- и тонкозернистые долериты, 13 — мелкозернистые долериты; 14 — альбитизация; 15 — элементы залегания даек

Долериты даек основного, "фоновой" пакета (первая генерация) закономерно отличаются по химическому составу от даек второй генерации, локально наложенных на восточный фланг зоны магмовыведения. Эти отличия состоят в закономерном уменьшении количества титана и железа относительно магния от долеритов первой генерации ко второй. В последней заметно увеличивается концентрация глинозема при уменьшении железомagneйного отношения. Изменения химизма пород, скорее всего, свидетельствуют об усилении роли дифференциации в магмах долеритов второй генерации по отношению к слабо дифференцированным магмам долеритов "фоновой" генерации. И те и другие имеют единую родоначальную магму, приближенно отвечающую толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов и отличающуюся лишь повышенной титанистостью.

Изложенная особенность магматизма зон спрединга, которую мы называем "фоновой" (по характеру ее структурной приуроченности), находит отражение в вулканитах Исландии. В пределах восточного фланга миоценовой зоны спрединга (Восточная Исландия) примерно 10% объема вулканитов приходится на локальные трещинные излияния базальтов и пространственно ассоциирующих с ними кислых вулканитов центрального типа. 90% объема вулканитов составляют платобазальты, продуцированные в главной зоне спрединга. Петрохимически устанавливается, что все лавы имеют единый источник магмы, однако фланговые (первый из рассматриваемых нами типов) генерировались на больших глубинах — около 30 км [1]. Разделение лав на кислые и основные Б.П. Золотарев [1] объясняет ликвацией магмы в промежуточных очагах.

Из приведенных данных видно определенное сходство в строении палеобазальтового слоя Южного Урала (р. Шулдак) и Восточной Исландии. Структура главной магмовыводящей зоны осложняется появлением дополнительных магмовыводящих трещин флангового растяжения. Главной

магмоподводящей зоне отвечают недифференцированные толенты, в то время, как фланговым (восточным) зонам свойственны в разной степени дифференцированные магмы. Степень фракционирования значительно выше в исландских фланговых зонах, что связано, вероятнее всего, с мощностью коры, которая достигает 20–30 км (на флангах рифтовых зон), тогда как на Южном Урале (по аналогии с современными океаническими структурами) мощность палеокоры не более 10–12 км. С большей мощностью коры в Исландии связана также щелочная специализация магм, генерирующихся на фланге спрединговой зоны.

Таким образом, в процессе океанического спрединга выделяется целый ряд закономерностей, часть из которых нашла отражение на предлагаемой схеме формирования океанической коры в зонах спрединга (рис. 2).

1. Некий условно выделяемый этап растяжения. Магматический очаг постоянно пополняется из магмогенерирующей мантии. В результате магма не успевает фракционировать. В верхних горизонтах океанической коры растяжение реализуется в формировании комплексов "дайка в дайке" и подушечных базальтов.

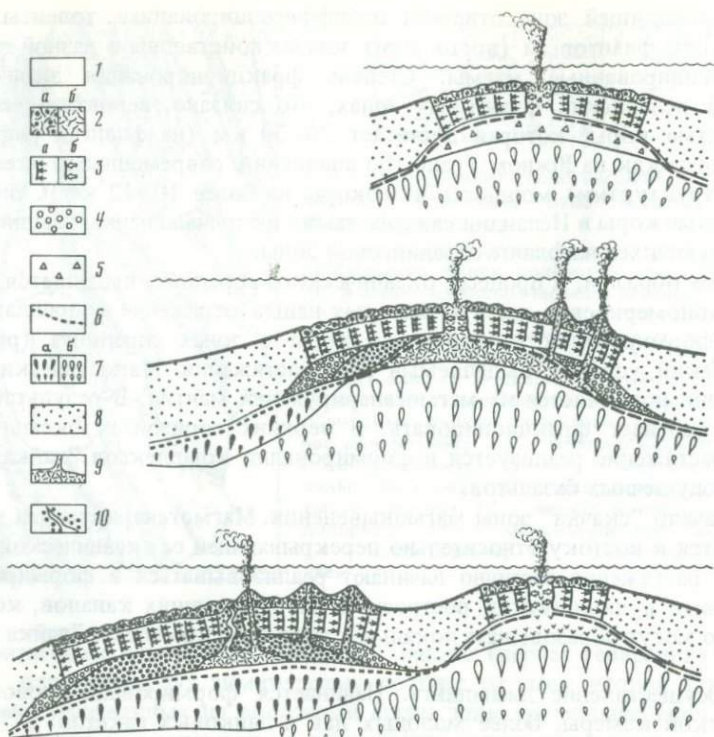
2. Начало "скачка" зоны магмовыведения. Магмогенерирующая мантия смещается к востоку относительно перекрывающей ее океанической коры. Усилия растяжения частично начинают реализовываться в формировании фланговых вулканических построек и их подводящих каналов, которые нередко могут образовывать локально развитый комплекс "дайка в дайке".

3. Осуществление джампинга. Начинается формирование новой магматической камеры, более молодых лав и дайковых пакетов. В "отмершей" зоне растяжения (спрединга) продолжает существовать отшнурованная от магмогенерирующей мантии остаточная магматическая камера, иногда продуцирующая вулканический материал и единичные дайки.

Континентальный спрединг и его особенности. Сходство многих характеристик, в том числе петрохимических, базальтов второго слоя океанической и палеоокеанической коры с базальтами континентальных траппов позволяет предполагать некоторую общность и геодинамических условий их формирования.

Лучше других изучены пермо-триасовые траппы Сибирской платформы. В пределах траппового поля Тунгусской синеклизы (Восточная Сибирь) существуют протяженные зоны магмовыведения, среди которых преобладающую роль играют субмеридиональные структуры. При этом для ряда зон магмовыведения, по данным Л.П. Шахотько, устанавливалась многофазность образования. Эти данные позволили предположить существование значительных зон растяжения, продуцировавших толентовые базальты траппов. В результате наших исследований в бассейне р. Нижняя Тунгуска получен новый материал, на основании которого можно предположить континентальный спрединг Сибирской платформы в мезозое.

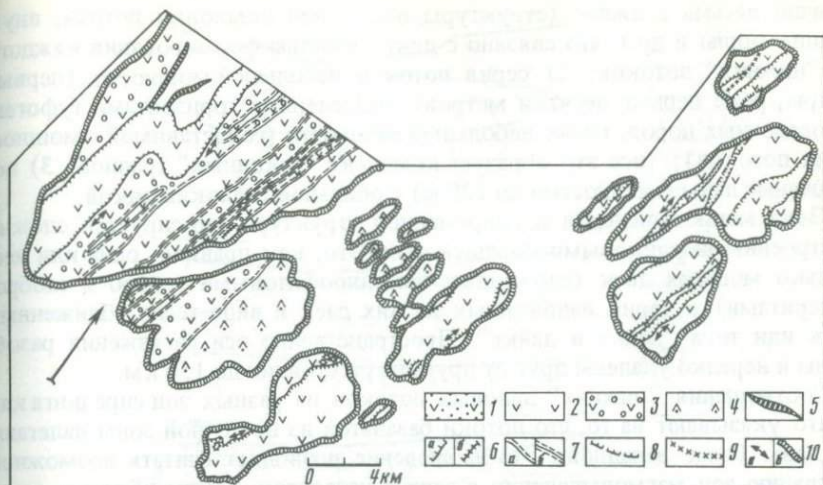
На правом берегу р. Нижняя Тунгуска, против устья ее левого притока — р. Илимпея, в теле мощной дайки (видимая мощность не менее 100 м), сложенной пойкилоофитовыми габбро-долеритами, расположен типичный комплекс "дайка в дайке", фрагмент строения которого показан на рис. 3. Это серия параллельных дайковых тел, занимающих в пространстве близкое к вертикальному положение, при выдержанном субмеридиональном



Р и с. 2. Принципиальная схема формирования океанической коры в зонах спрединга

1 — вода; 2 — подушечные базальты: *a* — сформированные, *б* — формирующиеся; 3 — комплекс "дайка в дайке": *a* — сформированный, *б* — формирующийся; 4 — кумулятивное габбро; 5 — магматическая камера; 6 — зона проскальзывания океанической плиты; 7 — дегидратированная (*a*) и магмогенерирующая (*б*) мантия; 8 — нерасчлененная океаническая кора; 9 — зона "флангового" магматизма; 10 — остаточная магматическая камера

простирации. Мощность отдельных даек невелика — от 1,0 до 2,5 м. Среди даек наблюдаются двузакальные тела, полудайки (тела с односторонней закалкой), скрины (междайковые пространства) долеритов небольшой мощности (первые десятки сантиметров). Комплекс "дайка в дайке" сложен долеритами различной зернистости, в том числе миндалекаменными. Эндоконтактные зоны (закалки) даек выражены отчетливо. Они имеют мощность до 20 см и представляют собой такие же долериты, как и в центре дайки, но с зернистостью, последовательно и быстро уменьшающейся вплоть до тонкозернистых фаций. Встречается серия даек, закалки которых выражены менее отчетливо. Они имеют сходные мощности, но отличаются отсутствием тонкозернистых фаций (так называемые "расплывающиеся" закалки). Анализ ориентировок зон закалок и соотношений между дайками позволяет определить существование не менее двух генераций в устьилимпейском комплексе: с "расплывающимися" закалками (более ранняя генерация) и с отчетливыми эндоконтактами (поздняя генерация). Последние, как правило, слагают двузакальные тела. Нельзя не отметить, что структурно-морфологический облик данного комплекса



Р и с. 3. Фрагмент геологической карты устьилимпейского дайкового комплекса (Восточная Сибирь, р. Нижняя Тунгуска)

1-4 — петрографические фации долеритов дайкового комплекса: 1 — среднезернистые, 2 — мелкозернистые, 3 — средне- и мелкозернистые миндалекаменные, 4 — крупнозернистые; 5 — тонкозернистые долериты маломощных даек; 6 — отчетливые эндоконтакты даек: а — односторонние, б — двухсторонние; 7 — "расплывающиеся" эндоконтакты; 8 — предполагаемые эндоконтакты; 9 — зоны тектонических нарушений; 10 — элементы залегания даек: а — вертикальные, б — наклонные

"дайка в дайке" во многом неотличим от аналогичных образований, рассмотренных выше (см. рис. 1). Существенные отличия тунгусских даек состоят в следующем: 1) континентальный комплекс "дайка в дайке" развит ограниченно, образуя участки из нескольких десятков тел, а в океанических структурах их многие тысячи; 2) наличие главной дайки большой мощности (сотни метров), в теле которой локализуется серия "дайка в дайке" (аналоги главной дайки в океанических структурах не известны).

Сам факт обнаружения комплексов типа "дайка в дайке" подтверждает существование континентального растяжения (спрединга), вероятно, приводившего к разрыву сплошности гранитно-метаморфического слоя и создававшего условия для проникновения базальтовых магм в верхние горизонты земной коры и излияния на поверхность.

Гораздо шире в зонах магмовыведения Тунгусской синеклизы распространены комплексы тесно сближенных даек. Это параллельные и субпараллельные дайковые тела мощностью в первые метры (редко десятки метров), разделенные маломощными (1-3 м) междайковыми пространствами, выполненными ороговикованными туфогенно-осадочными отложениями. Распространенность таких комплексов подтверждает вывод о существовании геодинамической обстановки континентального спрединга в момент формирования траптовой формации Сибирской платформы.

В разрезе эффузивной фации траппов Тунгусской синеклизы наблюдаются три подразделения (снизу вверх): 1) мощные (до 100 м) базальтовые потоки многокилометровой протяженности; их внутреннее строение

обычно весьма сложное (структуры временной остановки потока, внутренние силлы и др.), что связано с длительностью формирования каждого из "нижних" потоков; 2) серия потоков небольшой мощности (первые метры, реже первые десятки метров), разделенных горизонтами туфогенно-осадочных пород, также небольшой мощности (сопоставимой с мощностями потоков); все это образует комплекс "беконных" траппов; 3) подушечные лавы (мощностью до 120 м) с обильной гиалокластикой.

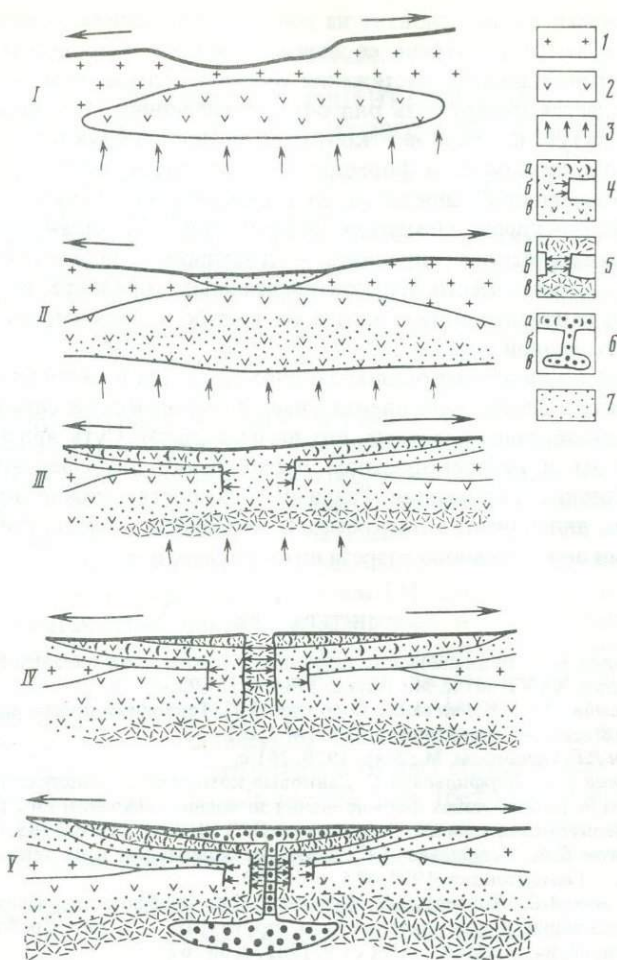
Зона магмовыведения в современной структуре фиксируется сложно построенными дайковыми комплексами. Это, как правило, одна или несколько мощных даек (сложенных пойкилоофитовыми габбро и габбро-долеритами) и серия наложенных на них даек в виде тесно сближенных роев или типа "дайка в дайке". Пространственно оси растяжения разобщены и нередко удалены друг от друга на расстоянии до 150 км.

Соотношения "нижних" лавовых потоков из разных зон спрединга как будто указывают на то, что потоки базальтов из восточной зоны налегают на лавы более западной. Это наблюдение позволяет считать возможной миграцию зон магмовыведения с запада на восток. Таким образом, отличаясь от океанического спрединга, континентальный прежде всего характеризуется изолированностью и удаленностью друг от друга зон растяжения, что позволяет считать его классическим образцом "рассеянного" спрединга. Едва намекающаяся миграция осей растяжения с запада на восток позволяет предполагать существование джампинга и при континентальном спрединге. Если это предположение найдет дальнейшее подтверждение, то вывод о зависимости амплитуды джампинга от мощности коры подтвердится. Кора под Тунгусской синеклизой, несомненно, мощнее, чем в Исландии, но и амплитуда "перескоков" больше в 2 раза — 120—130 км.

Вероятно, в поле развития траппов существуют аналоги проявлений флангового магматизма — им отвечают единичные дайки и дайковые рои, пронизывающие пространство между зонами магмовыведения. Наблюдается тенденция увеличения концентрации даек в восточных флангах зон спрединга, подтверждая тем самым высокую степень "рассеивания" последнего и возможную восточную миграцию его осей.

Известно, что континентальные базальты, как правило, содержат меньше кальция и титана и больше глинозема по сравнению с океаническими. Совершенно аналогичные закономерности обнаруживаются при сравнении "фоновых" ("централизованный" спрединг) и "фланговых" ("рассеянный" спрединг) даек. Иными словами, чем сильнее рассеивается спрединг, тем значительнее фракционируется изначальная толеитовая магла.

Полученные нами данные по особенностям строения зон растяжения, а также намекающиеся аналогии с океаническим спредингом позволяют предложить гипотетическую модель формирования трапповой формации в пределах каждой зоны магмовыведения (рис. 4) I. Геодинамическая обстановка растяжения приводит к существенному утонению гранитно-метаморфического слоя и формированию крупной магматической камеры. II. Обстановка растяжения сохраняется. На этой стадии возможен разрыв сплошности гранитно-метаморфического слоя. Происходит накопление осадочного комплекса, завершающегося отложением туфогенно-осадочной толщи. Формирование последней, вероятно, следует связывать с взаимодействием начинающих внедряться интрузий и обводненных осадков.



Р и с. 4. Схема этапов (I-V, подробнее см. в тексте) формирования траповой формации в пределах одной зоны магмовыведения

I - гранитно-метаморфический слой; 2 - магматическая камера; 3 - магмогенерирующий слой; 4-6 - лавы (а), дайки (б) и магматическая камера (в): 4 - формирующиеся на раннем этапе растяжения, 5 - на этапе образования комплексов типа "дайка в дайке", 6 - на завершающем этапе развития зон растяжения, 7 - вулканы раннего этапа

III. Условия растяжения усиливаются. Образуются крупные трещины, через которые выводятся большие объемы базальтовой магмы. В результате, возникают "первые" мощные дайки и "нижние" лавовые потоки. IV. Условия растяжения сохраняются. В осевой зоне магмовыведения формируются комплексы "дайка в дайке", которые, скорее всего, продуцируют "верхние" серии потоков. V. Условия растяжения ослабевают. Из остаточных очагов расплава образуются подушечные лавы, что, вероятно, связано с общим погружением зоны магмовыведения под уровень моря, во всяком случае - ее центральной части.

Предлагаемая схема основана на многих допущениях, и авторы отдают себе отчет в высокой степени ее дискуссионности. В процессах океанического и континентального растяжения отличий больше, чем сходства. Тем не менее удается обнаружить ряд общих тенденций: 1) базальты океанических структур и траппов континентов продуцируются растяжением земной коры, причем если формирование последних идет в условиях типичного "рассеянного" спрединга, то в океанических структурах устанавливается лишь наличие элементов "рассеивания"; 2) характернейшая особенность океанического спрединга — джампинг ("перескакивание" оси спрединга) — имеет место при континентальном спрединге, вероятно, сохраняя свою направленность с запада на восток и зависимость амплитуды от мощности земной коры.

Подчиняясь указанным общим закономерностям в различных структурных элементах Земли, континентальный и океанический спрединг указывает на единообразие механизма, его вызывающего. Суть явления состоит в дискретном и разноскоростном прохождении литосферных плит над зоной глубинного растяжения. Различие в скоростях можно объяснить ротационными явлениями, а дискретность спрединга — плотностными характеристиками вертикального разреза литосферных плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Золотарев Б.П. Вулканические формации второго слоя океанической коры. — В кн.: Тез. докл. XXVII МФК. М.: Наука, 1984, с. 18–22.
2. Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника красноморского рифта в районе 18° с.ш. — Геотектоника, 1981, № 2, с. 2–22.
3. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
4. Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы — индикаторы тектоники и вулканизма на ранних этапах формирования эвгеосинклиналей. В кн.: Тез. докл. VI Всесоюз. палеовулканол. симпоз. Свердловск: ИГЗ УНЦ АН СССР, 1983, с. 31–33.
5. Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация. — Геотектоника, 1984, № 5, с. 38–50.
6. Перфильев А.С., Контева В.В., Куренков С.А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах. — В кн.: Проблемы магматической петрологии. М.: ИГЕМ АН СССР, 1983, с. 66–67.
7. Печерский Д.М., Диденко А.Н., Куренков С.А. Геолого-петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мутоджар. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, № 5, с. 83–89.
8. Тайер Т.П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 32–46.
9. Трифонов В.Г. Поперечные зоны разрывов Исландии. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 24–38.
10. Fridleifsson J.B. The Iceland research drilling project in relation to the geology of Iceland. — J. Geophys. Res., 1982, 87, N 138, p. 6363–6370.
11. Macdonald K.C. Near-bottom magnetic anomalies spreading and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37° N. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, 4, p. 3–19.
12. Saemundsson K. An outline of the structure of SW Iceland. — In: Iceland and mid-oceanic ridges Reykjavik: Soc. sci. icelandica, 1967, p. 12–31.

СХОДСТВО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО И ОКЕАНИЧЕСКОГО ТОЛЕИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

В предыдущих работах автора [3, 4] обосновывалось существование аналогов платобазальтового вулканизма в океанической обстановке. К ним относятся базальты плато Онтонг-Джава, Манихики и впадины Науру, конечные продукты дифференциации которых петрохимически идентичны базальтам Сибирской платформы (плато Путорана). Дальнейшее исследование этой проблемы показало более широкое развитие аналогов платобазальтового вулканизма в различных геолого-структурных зонах дна океана.

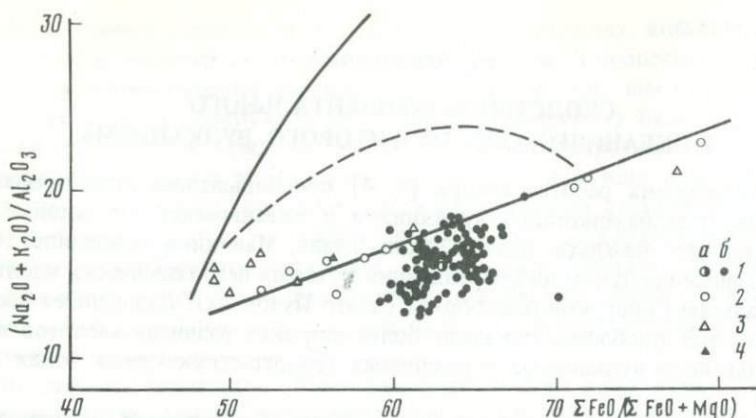
Место платобазальтов в схеме эволюции базальтового вулканизма. По особенностям формирования (трещинное излияние), объемам излившегося материала, характеру залегания покровов и огромным масштабам проявления процесса платобазальты являются наиболее близкими континентальными аналогами океанических базальтов. Это в первую очередь относится к базальтам Сибирской платформы, которые занимают площадь 337 тыс. км² при средней мощности 1 км [2], сложены практически горизонтально залегающими покровами афировых и порфириновых разностей мощностью от 3–5 до 100–120 м. По минеральному (оливин, пироксен, плагиоклаз) и химическому (см. таблицу) составу платобазальты отвечают толеитам и близки среднему базальту океана [4].

На примере стекол океанических базальтов было показано [1], что в координатах железистость–агпайтность тренды составов всех расплавов, отражающие эволюцию магмы в чистом виде (без учета кристаллических фаз), укладываются в поле, ограниченное двумя крайними тенденциями, характеризующими изменение состава с преимущественным накоплением

Состав базальтов (в мас. %) плато Путорана (Сибирская платформа)

Окислы	Афировые (56 проб)	σ^*	Порфи- вые (41 проба)	σ	Средний состав (96 проб)	σ	Средний базальт океана [1]
SiO ₂	50,34	0,56	50,16	0,51	50,26	0,54	49,96
TiO ₂	1,20	0,11	1,29	0,07	1,24	0,09	1,48
Al ₂ O ₃	15,31	0,30	15,36	0,36	15,33	0,32	15,67
FeO	11,62	0,43	12,12	0,37	11,83	0,40	10,29
MnO	0,18	0,02	0,19	0,01	0,18	0,02	0,18
MgO	7,11	0,30	6,70	0,34	6,93	0,32	7,97
CaO	11,76	0,40	11,54	0,33	11,67	0,37	11,36
Na ₂ O	2,08	0,12	2,23	0,11	2,14	0,12	2,63
K ₂ O	0,24	0,11	0,28	0,10	0,26	0,10	0,23
P ₂ O ₅	0,14	0,01	0,14	0,01	0,14	0,01	—
Сумма	100,00		100,00		100,00		

* Среднеквадратичное отклонение.



Р и с. 1. Галапагосский тренд эволюции состава магмы и положение базальтов плато Путорана на диаграмме железистость–агпаитность

1 – средний состав (а) и отдельные пробы (б) платобазальтов Путорана; 2 – базальтовые стекла Галапагосского рифта; 3 – экспериментальные данные по кристаллизации галапагосских базальтов [7]; 4 – средний базальт океана [1]

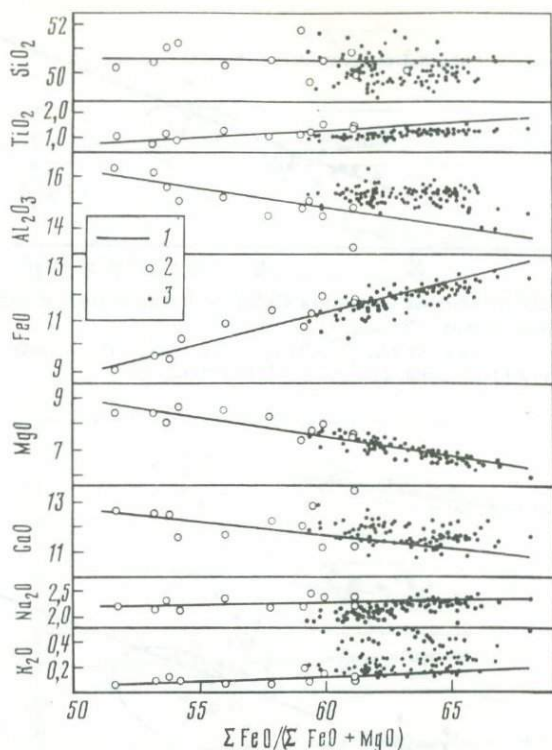
либо железа (ферробазальтовый тренд), либо щелочей. Тенденция к накоплению железа характерна для базальтов Галапагосского рифта и ряда других районов океана. Она типична также для эволюции некоторых континентальных базальтов (Исландия) и дифференцированных интрузий (Скаергард, Гринстоун) [1]. Как видно из рис. 1, эта тенденция намечается и для платобазальтов Сибирской платформы, которые, однако, характеризуются более узкими диапазонами железистости (59–68) и агпаитности (12–18).

На вариационной диаграмме (рис. 2) концентрации элементов (в пределах естественного разброса содержаний) образуют тренд, близкий к галапагосским базальтам. Ощутимые отклонения иногда наблюдаются лишь для калия, хотя основная масса пород и по калию укладывается в пределы галапагосского тренда. Нормативные составы галапагосских базальтов также весьма близки.

Приведенные данные свидетельствуют об относительной однородности платобазальтов, соответствии их состава галапагосским стеклам, а также об эволюции расплава по ферробазальтовому тренду. Иначе говоря, в обоих случаях имели место близкие физико-химические условия эволюции магмы, которые (для одинаковых железистости и агпаитности) привели к образованию расплавов близкого состава.

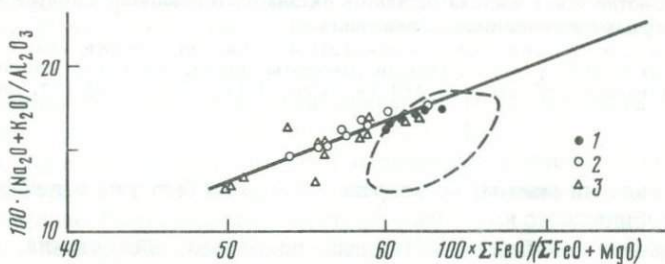
Океанические аналоги платобазальтов Сибирской платформы. Детальное ознакомление с материалами подводного бурения показывает, что в океанической обстановке имеются базальты, отвечающие по составу платобазальтам Сибирской платформы. Это как одиночные потоки в массе типичных срединно-океанических базальтов, так и серии пород (включая стекла), где платобазальтам отвечают конечные или промежуточные продукты дифференциации расплава.

На рис. 3 показана эволюция состава вулканических стекол. Все они в процессе дифференциации изменяются строго в соответствии с ферро-



Р и с. 2. Вариации состава базальтов плато Путорана

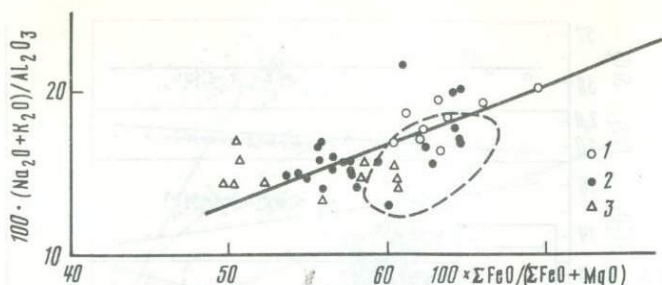
1 — галапагосский тренд эволюции базальтов; 2 — базальтовые стекла океана; 3 — базальты плато Путорана



Р и с. 3. Соотношение состава базальтов Сибирской платформы (пунктирный контур) и базальтовых стекол дна океана

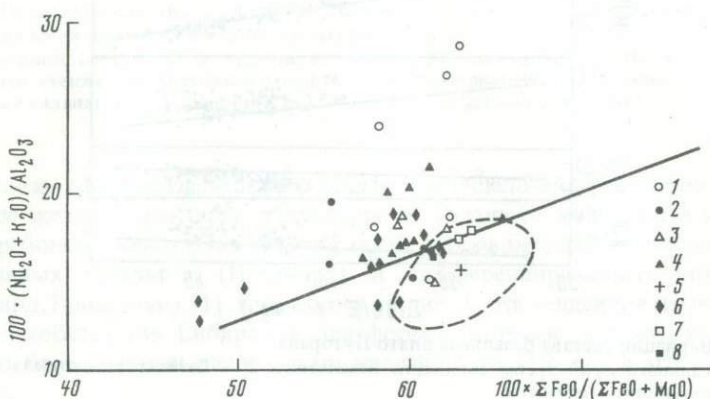
Стекла: 1 — скв. 417А, 2 — скв. 418, 3 — скв. 932А (базальтовые стекла, близкие по составу платобазальтам Путорана: [6 табл. 2, 1В]; [10, табл. 1])

базальтовым трендом. Однако если скв. 332 [15] и 418А [11] дают полный ряд дифференциации (практически от родоначальной магмы) и поля платобазальтов достигают лишь отдельные конечные продукты эволюции расплава, то стекла скв. 417Д [11] характеризуются только конечными членами эволюционного ряда. Иными словами, в первом случае расплав отдельными порциями изливался на поверхность в течение всего периода



Р и с. 4. Соотношение состава базальтов Сибирской платформы и дифференцированных серий базальтов океана

1 — скв. 462; 2 — скв. 462А; 3 — скв. 317А (базальты океана, близкие по составу платобазальтам Пупорана: [16, табл. 4]; [12, табл. 14])



Р и с. 5. Соответствие состава базальтов океана платобазальтам Сибирской платформы на диаграмме железистость—агпайтность

1 — скв. 216; 2 — скв. 259; 3 — скв. 231; 4 — скв. 238; 5 — скв. 153; 6 — скв. 483, 485; 7 — скв. 289; 8 — скв. Мелсон (базальты океана, близкие по составу платобазальтам Пупорана: [15, табл. 1]; [8]; [9, табл. 2]; [11, табл. 1, 2]; [17, табл. 3]; [18, с. 51])

дифференциации магмы, во втором — когда он был уже отдифференцирован на глубине.

Отмеченная особенность типична не только для стекла, но и для океанических базальтов в целом (рис. 4). В них также магма может формировать серию пород до поля развития платобазальтов (скв. 317А [10]), но может давать и промежуточные расплавы эволюционного ряда (скв. 462 и 462А [5]). Кроме того, в последних двух скважинах породы, отвечающие платобазальтам, отмечаются на различных горизонтах 320-метровой толщи океанических толеитов (керна 27, 28, 51, 86, 90), что свидетельствует о многоактности (цикличности) процесса дифференциации и излияния расплава в данном районе.

Среди океанических базальтов наблюдаются и более сложные случаи эволюции расплава (рис. 5), включающие не только ферробазальтовый, но и агпайтовый тренд дифференциации (скв. 261, 238, 483, 485А [8, 12, 18]),

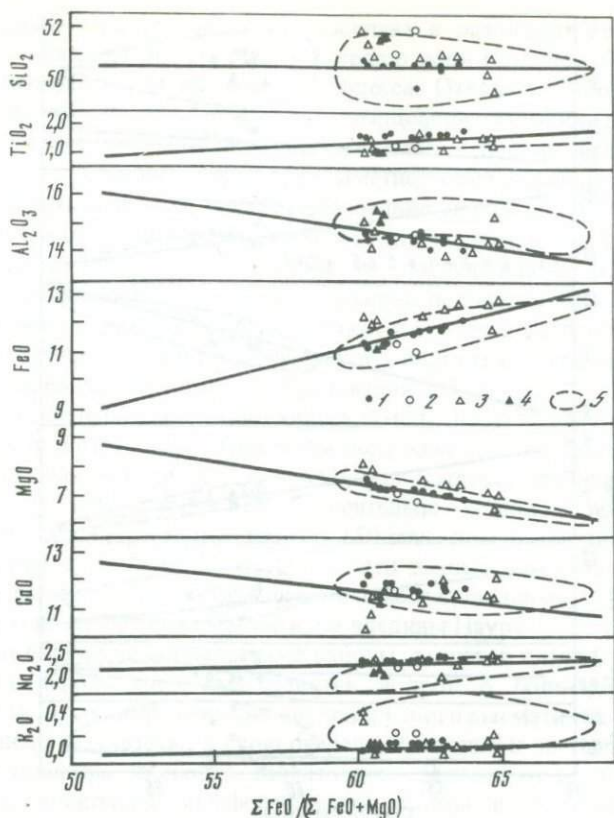


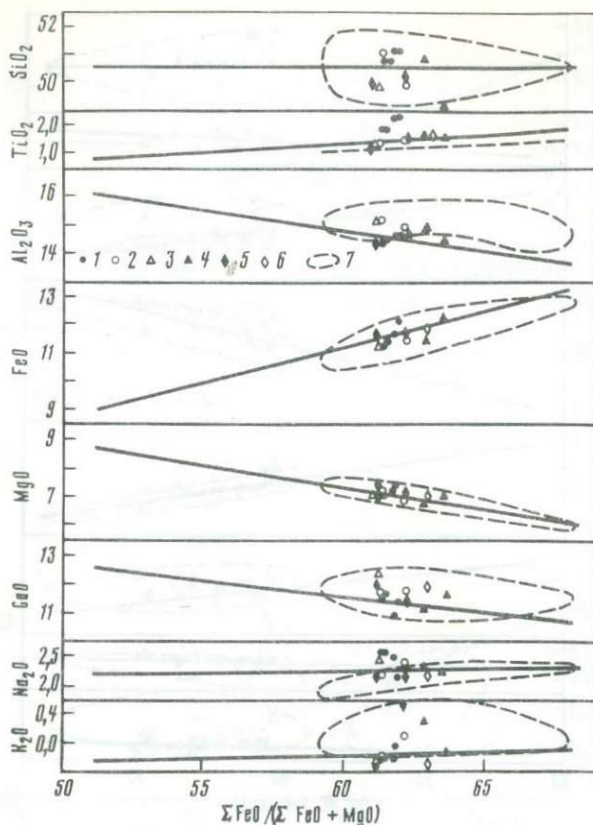
Рис. 6. Вариации состава

1, 2 — базальтовых стекол; 1 — скв. 417Д, 418А, 2 — скв. 332А; 3, 4 — базальтов: 3 — скв. 462, 462А, 4 — скв. 317А; 5 — платобазальты Сибирской платформы

а также одиночные потоки из слабо вскрытых (первые метры) базальтов ложа океана (скв. 153, 259, 289, 231 [12, 16, 18, 13]).

Таким образом, базальты океана, отвечающие платобазальтам Сибирской платформы, могут быть конечными или промежуточными членами последовательной (или циклической) поступающей серии расплавов, эволюционирующих по ферробазальтовому тренду. На диаграммах железистость—концентрация элемента (рис. 6, 7) показано соответствие тех и других образований. Естественно, что полная аналогия в сопоставляемых объектах отсутствует. В одних случаях океанические базальты по сравнению с платобазальтами имеют несколько пониженное содержание алюминия или железа, в других — более высокую концентрацию титана или щелочей. Эти отклонения логичны, поскольку и в океанической, и в континентальной обстановке нет двух районов с полностью идентичными геолого-тектоническими и физико-химическими условиями формирования и эволюции магмы. Однако если эти условия близки, то должны формироваться базальты близкого петрохимического типа.

Следует подчеркнуть, что формирование океанических аналогов плато-



Р и с. 7. Вариации состава базальтов

1 — скв. 483, 485 а; 2 — скв. 231; 3 — скв. 238; 4 — скв. 289; 5 — скв. 261; 6 — скв. 153; 7 — платобазальты Сибирской платформы

базальтового вулканизма не зависит от возраста. Например, стекла скв. 332 в зоне Срединно-Атлантического хребта близки современным образованиям, в то время как для стекол скв. 417Д и 418А возраст определяется в 109 млн. лет [7]. Для пород скв. 462А излияние магмы прослеживается на временном отрезке в 30–50 млц. лет [14] и, как было отмечено выше, тогда было проявлено несколько циклов дифференциации расплава.

Распространенность океанических аналогов. Аналоги континентальных платобазальтов отмечаются в различных геолого-структурных зонах океана. Чаще всего они приурочены к срединно-океаническим хребтам (Атлантический океан — скв. 332, Индийский океан — скв. 231 и 238, Тихий океан — скв. 483, 485А, Галапагосский рифт). В четырех случаях эти породы отмечены на поднятиях или плато (стекла Бермудского поднятия, скв. 417Д и 418А; базальты плато Манихики, скв. 317А; Онтонг-Джава, скв. 289; Мексиканского залива, скв. 153). Кроме того, платобазальтовый тип пород характерен для впадины Науру (скв. 462 и 462А) и абиссальной долины Арго (скв. 261). Близки по составу базальты основания континентального склона Западной Австралии (скв. 259).

Одинаковый характер эволюции расплава в различных геолого-структурных условиях дна океана ставит вопрос о роли геодинамической обстановки в развитии магматического процесса. Ответить на него было бы сравнительно просто, если исходить из концепции тектоники плит, с образованием базальтового слоя в рифтовых зонах и последующим его перемещением к периферии океанов без заметного осложняющего (наложенного) магматизма. В этом случае образование аналогов континентальных платобазальтов в океанических условиях определяется только рифтогенной стадией процесса и не зависит от последующего формирования структур, осложняющих дно океана (впадин, поднятий). Многочисленные исследования показывают реальность такого процесса. Конкретным примером могут служить базальты Бермудского поднятия, которые рассматриваются как древние рифтогенные образования [7].

Однако в последнее время появились факты, не укладывающиеся в эту простую и стройную схему. Они были получены при исследовании базальтов впадины Науру (скв. 462 и 462А), для которых при вскрытой мощности 320 м был установлен относительно молодой возраст (70–118 млн. лет при возрасте фундамента 150 млн. лет) и длительный период формирования (30–50 млн. лет [14]). Эти данные находятся в согласии с литологическими и палеонтологическими исследованиями.

Выводы о пострифтовом магматизме впадины Науру [7, 9, 14] распространяются авторами на сопредельные районы, включая плато Онтонг-Джава и Манихики. Кроме того, ими ставится вопрос о более широком, чем это считалось до сих пор, значении внутриплитного магматизма.

Полученные результаты, в свою очередь, приводят к заключению о независимости процесса эволюции толеитового расплава от геодинамической обстановки, поскольку дифференциация магмы в условиях рифта и впадины приводит к одним и тем же результатам — одинаковым составам излившихся пород. Это означает, что главным фактором процесса являются физико-химические условия эволюции расплава. Имеющиеся различия характеризуют лишь масштабы этого явления. Например, если магма Галапагосского рифта дифференцирована глубоко и платобазальтам Сибирской платформы отвечают лишь промежуточные ее члены, то в стеклах скв. 332, как и в базальтах Науру, "платформенных" параметров состава достигают уже конечные продукты эволюции расплава.

Естественно, сделанные выводы справедливы только для тех регионов, для которых установлено проявление внутриплитного магматизма, наложенного на базальты ранней рифтогенной стадии процесса. В то же время независимость рассмотренного процесса от геодинамической обстановки, по-видимому, не должна вызывать сомнений, поскольку трудно представить одинаковые геодинамические условия при формировании платобазальтов континентов и их петрохимических аналогов в рифтовых зонах океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В. Основные черты магматизма дна океана. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 173–189.
2. Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы. — В кн.: Базальты пласта. М.: Наука, 1964, с. 135–151.

3. *Нестеренко Г.В.* Ферробазальты дна океана. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983, с. 127–134.
4. *Нестеренко Г.В.* Океанические аналоги континентальных базальтов. — *Геохимия*, 1984, № 8, с. 16–23.
5. *Batiza R., Scheka S., Tokuyama H.* et al. Summary and index to petrologic and geochemical studies of leg 61 basalts. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1981, vol. 61, p. 829.
6. *Byerly G.R., Sinton J.M.* Compositional trends in natural basaltic glasses from deep sea drilling project holes 417D and 418A. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1980, vol. 51/53, p. 957–964.
7. *Dixon S., Rutherford M.J.* Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: An experimental study. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, 45, p. 45–59.
8. *Dmitriev L.V.* Petrochemical study of the basaltic basement of the Mid-Indian Ridge. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 24, p. 767–772.
9. *Donnaly T.W., Melson W., Kay R., Rogers J.J.* Basalts and dolerites of late cretaceous age from the central Caribbean. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 15, p. 989–1011.
10. *Flower M.F.J., O'Hearn T.* An electron microprobe study of basalt chemical variation at deep sea drilling project sites 483, 483 and 485 near Tomayo fracture zone, Gulf of California. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983, vol. 65, p. 549–570.
11. *Flower M.F.J., Robinson P.T., Schmincke H.U., Ohnmach W.* Petrology and geochemistry of igneous rocks. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1977, vol. 37, p. 658–673.
12. *Jackson E.D., Bargar K.E., Fabbi B.P., Heropoulos C.* Petrology of basaltic rocks drilled on leg 33 of the deep sea drilling project. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976, vol. 33, p. 571–584.
13. *Larxon R.L., Schlanger S.O.* Geological evolution of the Nauru basin and regional implications. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1981, vol. 61, p. 841–864.
14. *Melson W.G., Byerly G.R., Nelen J.A.* et al. Catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses: Miner. sci. investigations, 1974–1975. — *Smithsonian Contrib. Earth Sci.*, 1977, 19, p. 31–48.
15. *Robinson P.T., Witford D.J.* Basalts from the Eastern Indian Ocean, DSDP, leg 27. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1974, vol. 27, p. 551–560.
16. *Scheka S.* Igneous rocks of deep sea drilling project, leg 61, Mauru basin. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1981, vol. 61, p. 633–670.
17. *Storzer D.B.* Igneous rocks from leg 30 of the deep sea drilling project. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 30, p. 401–415.
18. *Storzer D., Selo M.* Fission track age of magnetic anomaly M-zero and some aspects of sea-water weathering. — In: Initial reports of DSDP. Wash. (D.C.), 1980, vol. 51/53, p. 1129–1140.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДНА ОКЕАНА, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ АССОЦИАЦИЙ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПО СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИМ ЗОНАМ

Как известно, базальты океанического дна в основном представлены довольно однотипными в химическом отношении породами, некоторые геохимические особенности которых, однако, отличают их от базальтов всех других (континентальных) формаций. Для различных океанов и особенно для разных структурно-морфологических зон состав этих "примитивных" толеитов несколько варьирует, к ним присоединяются породы, несущие признаки более глубокой дифференциации (повышенная железистость, повышенное содержание щелочей, титана и др.); крайнюю позицию в этом отношении занимают вулканические серии внутриокеанических островов.

В целом базальты дна океана образуют группу пород с непрерывно меняющимся составом, в пределах которой в соответствии с принятыми схемами классификации выделяются различные типы (толеиты, пикриты, щелочные оливиновые базальты, кварцевые толеиты и некоторые другие). Обычно задача сравнения геохимических характеристик пород различных структурно-морфологических зон решается путем усреднения всех данных для каждого типа структур (срединно-океанические хребты, асейсмические хребты и поднятия и др.), и интерпретируются наблюдаемые различия состава. Однако при этом в пределах каждой структурно-морфологической зоны объединяются разные по химическому составу породы, что смазывает закономерности и лишает возможности объективно обосновать выделение для каждой зоны определенных, характерных именно для нее химических типов пород.

Мы исследовали вопрос о возможности выделения в пределах общей выборки, характеризующей составы всего разнообразия вулканических пород дна океана, петрохимически однородных для данной выборки типов пород, а затем проанализировали закономерности их распределения по структурно-морфологическим зонам дна океана. При решении первой задачи использовался один из вариантов кластерного анализа, в котором в единый кластер объединяются точки, минимальное геохимическое расстояние между которыми меньше, чем между точками, попавшими в разные кластеры. В качестве "геохимического расстояния" использовалась евклидова мера $L_{ij} = \left[\sum_{a=1}^n (x_i^a - x_j^a)^2 \right]^{1/2}$, где L_{ij} — геохимическое расстояние; i, j — сравниваемые точки (анализы); a — компонент; x — логарифм содержания каждого из 10 главных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}=\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , CaO , TiO_2 , MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), которые и являются классификационными параметрами. Логарифмы концентраций использовались для приведения всех компонентов к единому масштабу; однако путь этот не оптимален, так как при этом в расчи-

тываемое расстояние большой вклад вносят элементы с низким содержанием, для которых характерна большая дисперсия. Выделенные таким методом кластеры представляют собой сгущения точек в признаковом пространстве, координатами которого являются логарифмы содержаний химических элементов.

Объединение точек в кластеры осуществляется в несколько шагов. На первом шаге объединения точки исходной выборки группируются в некоторое число кластеров. В качестве исходных точек для второго шага объединения выступают средние составы кластеров первого шага и т.д. Опыт показывает, что на первом шаге объединения происходит усреднение близких составов, различия между которыми отражают аналитическую и природную дисперсию, а не действительно значимые различия между составами точек. На втором и третьем шагах объединения формируются более или менее однородные группы, которые и являются основными, образующими рабочую систему пород. При данном алгоритме кластеризации при объединении в кластер могут попасть и нехарактерные точки, заметно отличающиеся по составу от основных точек кластера, но не имеющие более близких аналогов. Это приводит к тому, что выделенные формальным методом кластеры могут оказаться неоднородными. Поэтому после завершения обработки данных мы проверили кластеры на однородность, и окончательная рабочая группировка включает кластеры разных (второго и третьего) шагов объединения.

В качестве исходных послужили данные по химическому составу магматических пород дна океана, вскрытых скважинами по проекту глубоководного бурения, опубликованные в предварительных отчетах по этому проекту [4]. Естественно, что сейчас это уже ограниченная информация, и поэтому надо рассматривать полученные здесь результаты как предварительные. Дальнейшим этапом является вовлечение имеющихся данных по глубоководному бурению, не вошедших в предварительные отчеты, и данных по драгированию. В настоящей работе использовано 1030 анализов, распределение которых по океанам и их структурно-морфологическим зонам показано в табл. 1.

Предварительно выборки по каждому океану были обработаны отдельно, и кластеры первого шага объединения приняты в качестве исходной выборки для обобщенной системы (66 точек по Атлантическому океану, 44 — по Индийскому, 129 — по Тихому). На следующем шаге объединения точки обобщенной выборки сгруппированы в 50 кластеров, затем в 12 и, наконец, в 3. Выбранная на основе этих результатов рабочая геохимическая система пород (петрохимические типы пород) и их средний химический состав приведены в табл. 2.

Общее число петрохимических типов пород при таком способе группировки довольно велико — 15. Однако они образуют устойчивые ассоциации, под которыми мы в этой работе понимаем просто совместную встречаемость в точках опробования (скважинах) дна океана. Поэтому целесообразно характеристику геохимических особенностей выделенных типов пород проводить, сгруппировав их в ассоциации. Эти ассоциации показаны на рис. 1, на котором толщина линий, связывающих петрохимические типы пород, приблизительно пропорциональна частоте встречаемости соответствующих ассоциаций. Основной особенностью структуры этой диа-

Таблица 1. Распределение точек (анализов) по океанам и структурно-морфологическим зонам

Океан	Число скважин	Число анализов	Число анализов по структурно-морфологическим зонам дна океанов			
			срединно-океанические хребты	плиты	поднятия	прочие*
Атлантический	30	277	251	7	10	9
Индийский	33	182	35	114	27	6
Тихий	62	571	320	28	211	12
Всего	125	1030	606	149	248	27

* Краевые моря и погруженные блоки континентов.

граммы является устойчивое существование двух основных ассоциаций. Типы пород, входящие в каждую ассоциацию, в пределах скважин многократно встречаются совместно, тогда как представители типов, попадающие в разные ассоциации, — весьма редко. Кроме двух основных ассоциаций, можно отметить петрохимический тип 10, который не наблюдается в ассоциации ни с какими другими типами, а также типы 7–9, которые приблизительно одинаково часто встречаются с представителями обеих ассоциаций.

Все петрохимические типы пород I ассоциации, по существующей классификации [2], должны быть отнесены к базальтам натриевой серии: только I тип, представленный наиболее магнезиальными их разновидностями и включающий пикритобазальты, должен квалифицироваться как оливиновые базальты. Отличительной особенностью всех пород этой ассоциации является очень низкое и практически неизменное содержание K_2O ; лишь породы 8 типа, которые не включены здесь в эту ассоциацию, но постоянно встречаются вместе с ней, характеризуются повышенным (до 0,80%) содержанием K_2O , хотя по всем остальным компонентам они очень близки к породам 5 типа. Все породы I ассоциации могут быть объединены в единый ряд (последовательность) по величине железистости (отношение FeO/MgO), с которой коррелируют содержания TiO_2 , Na_2O , положительно связано содержание FeO и отрицательно — MgO . По величинам взаимосвязанных геохимических параметров можно весь этот ряд подразделить на три группы — A, C, B (содержание — в %): типы 1, 3 (группа A — $FeO/MgO = 0,6-1,3$; TiO_2 0,5–1,2; Na_2O 1,6–2,3; FeO 7,8–10,0; MgO 11,7–7,8; типы 5, 6 (группа C — $FeO/MgO = 1,3-1,7$; TiO_2 1,6–2,0; Na_2O 2,8; FeO 9,8–11,7; MgO 7,5–7,0); тип 12 (группа B — $FeO/MgO = 2,0$; TiO_2 2,0; FeO 13,0; MgO 6,5). Для всех пород этой ассоциации характерно отношение CaO/Al_2O_3 , которое почти постоянно и составляет 0,76–0,80.

Входящий в эту ассоциацию 3 петрохимический тип — самый распространенный тип вулканических пород дна океана; его состав очень близок к составу базальтов, приводимому в качестве типичного для базальтов

Таблица 2. Геохимическая система магматических пород дна океана и их средние химические составы (в мас. %)

№ петрохимического типа	Число анализов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	TiO ₂
1	2	3	4	5	6	7	8
Ассоциация I							
1	20	48,99	17,09	7,88	9,90	13,41	0,61
3	363	50,57	15,42	10,08	7,80	12,09	1,20
5	113	50,71	15,28	9,78	7,65	11,67	1,57
6	69	50,92	14,04	11,64	7,02	11,08	2,01
12	39	51,06	13,56	13,06	6,51	10,89	2,03
Ассоциация II							
2	4	45,71	8,47	13,18	24,63	5,33	1,15
4	28	48,19	13,81	12,31	11,64	8,90	2,12
11	102	49,23	15,14	12,43	7,26	9,17	2,59
13	16	49,51	14,83	13,15	6,41	10,22	2,48
14	50	49,47	16,45	12,23	4,46	8,17	2,98
15	18	57,01	17,57	8,09	2,33	4,83	1,75
Вне ассоциаций							
7	44	49,79	14,45	12,08	7,61	10,25	2,34
8	134	50,47	15,36	10,66	7,66	10,41	1,71
9	18	51,21	17,50	8,77	6,23	10,01	1,73
10	12	46,70	16,41	10,31	6,33	9,31	3,48

* FeO = FeO + 0,9 Fe₂O₃.

Таблица 3. Сопоставление среднего химического состава (в мас. %) типичных базальтов дна океана по различным данным

Литературный источник	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO
Дж. Канн [3]	49,20	15,87	11,23	7,77
Р. Кемпе [5]	50,15	15,57	10,28	7,51
Л.В. Дмитриев и др. [1]	50,01	15,68	10,30	7,98
Данные авторов	50,59	15,42	10,08	7,80

* FeO = FeO + 0,9 Fe₂O₃.

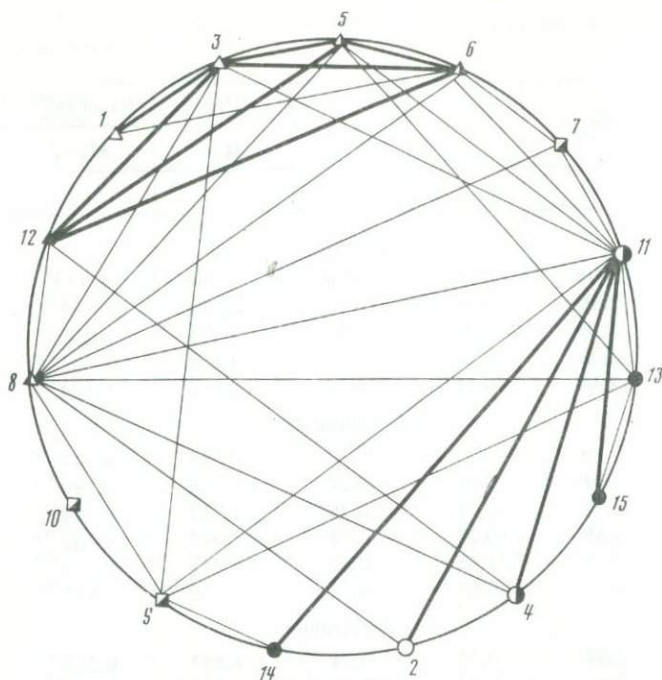
дна океана или базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) в различных работах [см., например, 3–5] (табл. 3).

Петрохимические типы пород II ассоциации характеризуются большим диапазоном вариаций состава и должны быть квалифицированы [2] как пикритобазальты (тип 2), оливинные базальты (тип 4), субщелочные оливинные базальты и лейкобазальты (типы 11, 13, 14) и тип 15, включающий породы от андезитобазальтов до трахиандезитобазальтов и трахитов.

MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO MgO	Na ₂ O + K ₂ O Al ₂ O ₃	CaO Al ₂ O ₃
9	10	11	12	13	14	15
Ассоциация I						
0,14	1,78	0,14	0,06	0,795	0,112	0,785
0,18	2,35	0,19	0,12	1,292	0,165	0,784
0,18	2,76	0,23	0,17	1,278	0,196	0,764
0,20	2,78	0,11	0,20	1,658	0,206	0,789
0,21	2,34	0,16	0,18	2,006	0,184	0,803
Ассоциация II						
0,18	1,07	0,15	0,13	0,535	0,144	0,629
0,17	2,31	0,31	0,24	1,058	0,190	0,644
0,19	2,97	0,73	0,29	1,712	0,244	0,606
0,20	2,69	0,27	0,24	2,051	0,200	0,689
0,15	3,86	1,46	0,77	2,742	0,323	0,497
0,11	4,11	3,65	0,55	3,472	0,441	0,275
Вне ассоциаций						
0,17	2,84	0,23	0,24	1,587	0,212	0,709
0,18	2,59	0,78	0,18	1,392	0,219	0,678
0,15	2,94	1,17	0,29	1,408	0,235	0,572
0,30	3,89	2,37	0,90	1,629	0,381	0,567

CaO	TiO ₂	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
11,23	1,42	0,18	2,74	0,22	0,14
11,85	1,35	0,16	2,77	0,20	0,16
11,37	1,48	0,18	2,63	0,23	0,14
12,09	1,20	0,18	2,35	0,19	0,12

Типы 2, 4, 11 и 13 могут быть отнесены к натриевой серии, типы 14 и 15 – к калиево-натриевой. По величине железистости и коррелирующим с ней содержаниям TiO₂ и суммы щелочей этот ряд пород также может быть условно подразделен на три группы (содержания – в %): тип 2 (группа A – FeO/MgO = 0,5; TiO₂ 1,1; Na₂O + K₂O 1,2); типы 4, 11 (группа C – FeO/MgO = 1,0–1,7; TiO₂ 2,1–2,6; Na₂O + K₂O 2,6–3,7); типы 13–15 (группа B – FeO/MgO = 2,1–3,5; TiO₂ 2,5–3,0; Na₂O + K₂O 2,9–7,8).



Р и с. 1. Схема ассоциаций петрохимических типов пород дна океана. Линиями соединены типы пород, совместно встречающиеся в точках опробования (скважинах); толщина линий приблизительно отражает частоту встречаемости

Для петрохимических типов пород этой ассоциации характерны более низкие и уменьшающиеся с ростом железистости от 0,63 до 0,28 величины отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Следующие типы пород не включены в какую-либо ассоциацию, поскольку они встречаются совместно с представителями разных ассоциаций; тип 7 — базальты натриевой серии с несколько повышенной железистостью (1,7) и повышенным содержанием TiO_2 (2,4%); тип 8 — базальты натриевой серии с пониженной железистостью (1,4); но несколько повышенным содержанием K_2O ; тип 9 — лейкобазальты калиево-натриевой серии с повышенным содержанием K_2O (1,2%) при относительно низкой железистости (1,4). Кроме того, выделяется петрохимический тип 10, встреченный в отдельных скважинах в Индийском и Тихом океанах; этот тип может быть квалифицирован как полевошатовый нефелинит [2] с низким содержанием SiO_2 (46,6%), высоким содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,2\%$), TiO_2 (3,5%). Все эти породы отнесены к группе С.

Сопоставление основных геохимических параметров пород двух ассоциаций отчетливо свидетельствует о различных условиях их фракционирования и в целом повышенной роли щелочей в ходе дифференциации II ассоциации. В пределах каждой ассоциации наблюдается устойчивая корреляция между важнейшими геохимическими параметрами. Отчетливо устанавливается различие основной тенденции дифференциации в двух ассоциациях: увеличение железистости (и абсолютного содержания FeO)

при падении содержания Al_2O_3 (плагиоклаза) для пород I ассоциации и параллельный рост железистости и содержания Al_2O_3 в ряду пород с повышенной щелочностью¹. Систематические отличия между породами двух ассоциаций существуют и по величинам CaO/Al_2O_3 и FeO/MgO .

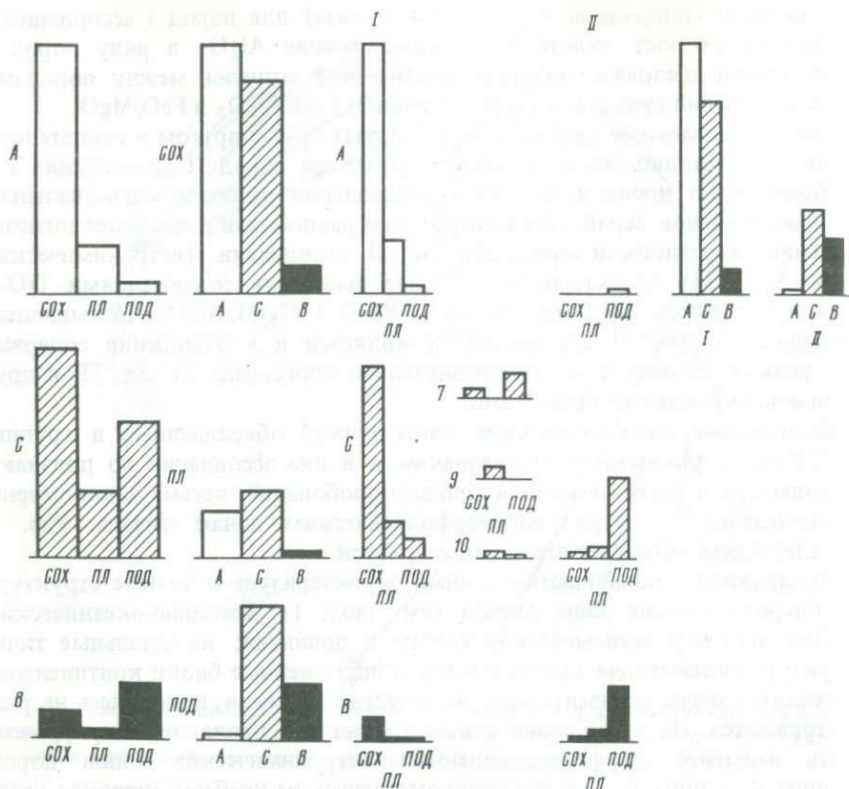
Все перечисленные различия коррелируют друг с другом и свидетельствуют об отчетливо более щелочном характере пород II ассоциации. Это особенно ярко проявляется при сопоставлении наиболее магнезиальных начальных членов серий, для которых при равном или даже более низком значении железистости представители II ассоциации (петрохимические типы 2, 4, 11) характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 , K_2O и повышенными отношениями $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$. Повышенная щелочность пород II ассоциации проявляется и в отношении содержания редких элементов — они сравнительно обогащены Zr, Sr, TR и другими некогерентными элементами.

Выделенные петрохимические типы пород, объединенные в группы A, C, B по петрохимическим признакам и в две ассоциации по признаку их совместной встречаемости в точках опробования, весьма закономерно распределены по структурно-морфологическим зонам океана. Рис. 2 отчетливо демонстрирует эти закономерности.

Подавляющее большинство данных характеризует основные структурно-морфологические зоны океана (см. табл. 1): срединно-океанические хребты, плиты и асейсмические хребты и поднятия; на остальные типы структур, включающие краевые моря и погруженные блоки континентов, приходится очень незначительное количество анализов, и они здесь не рассматриваются. На левой серии колонок отчетливо проявляется приуроченность наименее дифференцированных петрохимических типов пород (группа A — типы 1–3) к срединно-океаническим хребтам, широкая распространенность петрохимических типов группы C (типы 4–11) в срединных хребтах и на поднятиях и преобладание наиболее дифференцированных типов пород (группа B — типы 12–15) на поднятиях.

Вторая серия колонок демонстрирует спектры (наборы) типов пород, характеризующих каждую из основных структурно-морфологических зон. В пределах срединно-океанических хребтов преобладают наименее дифференцированные типы и в меньшей степени представители группы C. На плитах и поднятиях преобладают породы группы C, но относительная роль пород групп A и B здесь разная: на плитах преобладают породы группы A, на поднятиях — группы B. Необходимо заметить при этом, что если графики левых колонок отражают не только относительное количество пород разных типов, но и число скважин, пробуренных в пределах той или иной зоны, и, например, минимальное число анализов пород групп B и C на плитах, несомненно, отражает относительно небольшое число скважин, пробуренных здесь, то графики второй группы колонок лишены этого недостатка, так как они воспроизводят относительное количество разных типов пород в выборках точек (скважин), которые характеризуют каждую структурно-морфологическую зону в отдельности. Достаточно

¹ Отмечается различие относительной щелочности $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ и уровня содержания TiO_2 пород двух серий при общей положительной корреляции с железистостью.



Р и с. 2. Гистограммы распределения пород петрохимических групп А, В, С по различным структурно-морфологическим зонам (СОХ — срединно-океанические хребты, ПЛ — плиты, ПОД — поднятия) и ассоциациям (I и II)

большое число точек в пределах каждой зоны позволяет рассматривать эти спектры типов пород как достоверные характеристики названных структурно-морфологических зон.

Третья группа колонок характеризует распределение по основным структурно-морфологическим зонам дна океана пород, принадлежащих к двум ассоциациям и находящимся вне ассоциаций. Эти графики демонстрируют основную закономерность распределения геохимически различных пород в пределах структур океана: I ассоциация типоморфна для срединно-океанических хребтов, и ее представители редки на поднятиях; II ассоциация типоморфна для поднятий и асейсмических хребтов, и ее члены крайне редко встречаются в срединно-океанических хребтах. На плитах распространены представители обеих ассоциаций, а также именно здесь встречаются некоторые петрохимические типы пород, которые не относятся ни к одной из ассоциаций.

На последних колонках рис. 2 показана относительная распространенность в пределах каждой ассоциации представителей различных петрохимических типов пород. С очевидностью выступает резкое преобладание в I ассоциации (срединно-океанических хребтов) наименее дифференци-

рованных типов и смещение максимума распространенности к более дифференцированным типам во II ассоциации.

Нам представляется, что выявленные устойчивые корреляции комплекса геохимических признаков — степени дифференцированности, типов взаимосвязей параметров состава, различного уровня содержания щелочных элементов, титана, ряда характерных второстепенных элементов в выделенных ассоциациях — с типами структур дна океана являются основной закономерностью океанического магматизма. В целом выделение двух типов ассоциаций согласуется с представлениями о систематических различиях геохимических особенностей магматизма срединно-океанических хребтов, с одной стороны, и наложенных вулканических структур типа асейсмических хребтов и поднятий — с другой. Однако выполненный нами анализ позволил предложить в качестве опорной естественную систему петрохимических типов пород, отражающую в свернутом, обобщенном виде все их разнообразие, и исследовать распределение этих типов по структурно-морфологическим зонам океана. Такой способ описания продемонстрировал стохастическую природу этих закономерностей, указал на присутствие представителей обеих ассоциаций во всех структурах, подчеркнул специфику пород океанических плит.

Выявленные в этой работе закономерности носят предварительный характер и требуют проверки на более полном материале. Необходим также анализ данных по каждому океану в отдельности, поскольку специфика каждого из них проявляется достаточно отчетливо.

ЛИТЕРАТУРА

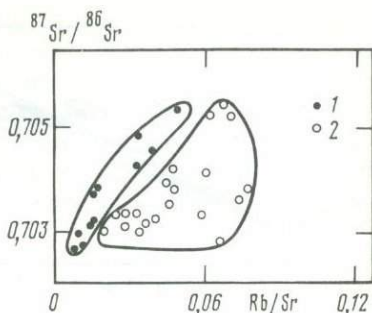
1. Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В. Основные черты магматизма дна океана. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 173–189.
2. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
3. Cann J.R. Major element variations in ocean-floor basalts. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1971, 268, N 1192, p. 495–505.
4. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1973–1980. Vol. 16–55.
5. Kempe R.C. Normative mineralogy and differentiation patterns of some drilled and dragged oceanic basalts. — Contrib. Miner. and Petrol., 1975, 50, N 4, p. 305–320.

НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И МАГМАТИЗМ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

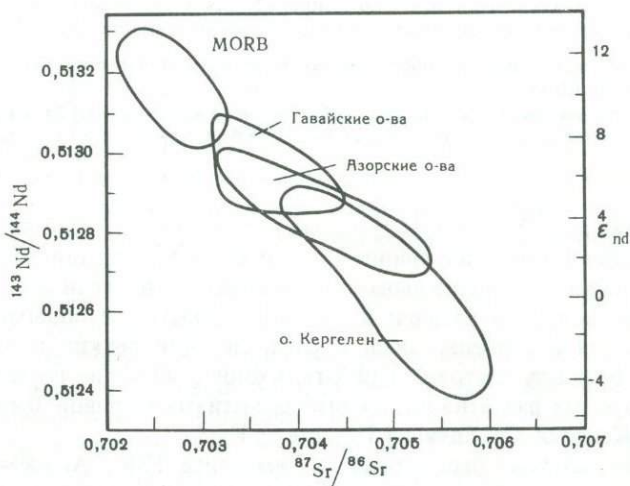
Одним из наиболее интересных направлений в геохимии является изучение физических и химических свойств мантии Земли. Оценить состав нижней мантии в настоящее время не представляется возможным, так как полностью отсутствуют "каналы связи" с нижней мантией за исключением геофизических. В последнее десятилетие наметились два подхода в исследованиях химического состава верхней мантии: изучение ксенолитов мантии, выносимых на поверхность щелочными магмами, и использование химических составов магм, генерируемых процессами частичного плавления мантийного субстрата. Оба эти направления позволили установить неоднородность верхней мантии в отношении содержания редких элементов и изотопов в глобальном масштабе. Удалось наметить пути к установлению размеров "блоков" зон мантии с определенными характеристиками и их расположение в вертикальном и латеральном направлениях. Появились оценки возрастов событий, послуживших причиной изотопной неоднородности подкорковых зон [8, 18]. Наиболее отчетливо гетерогенность мантийных источников установлена для магматизма океанических островов и базальтов срединно-океанических хребтов и океанического дна. В работе П. Гаста [11], которая является пионерской в этом направлении, впервые показано, что любые вариации степени частичного плавления мантии не могут обеспечить контрастность в химическом составе толеитов океанического ложа и щелочных базальтов океанических островов. Накопление огромного фактического материала по геохимии редких элементов и изотопным равновесиям в системах U—Pb, Th—Pb, Rb—Sr, Sm—Nd позволяет достаточно четко различать эти два источника океанического магматизма. Мантия базальтов срединно-океанических хребтов (и океанического дна) (MORB) характеризуется отчетливыми и долгоживущими смещениями Rb/Sr, U/Pb, Th/Pb, Sm/Nd в сторону более низких значений по сравнению с хондритами и десятикратностью редкими литофильными элементами крупных радиусов — легкими редкими землями, рубидием, цезием, барием, ниобием и др. В результате для типичных MORB $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0,51305$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7030$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18,7$ и отношения Ba/Sr, Cs/Rb, Rb/K, \wedge P3Э/т P3Э, Nb/Zr ниже хондритовых [6]. Мантийные источники щелочного магматизма океанических островов, напротив, обогащены редкими литофильными элементами и радиогенными изотопами по сравнению с составом хондритовой, примитивной мантии. Обычно отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,7030$, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} > 18,7$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0,51305$ [6]. На рис. 1, 2 отчетливо прослеживается неоднородность мантийного субстрата MORB и океанических островов в изотопных системах Rb—Sr, Sm—Nd. Исследователями неоднократно предпринимались попытки оценить геологический возраст возникновения геохимических неоднородностей. Так, диаграммы для свинцовых изотопных отношений (рис. 3) характеризуются линейными трендами с положительными наклонами, что

Р и с. 1. Зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от Rb/Sr для MORB и океанических островов

1 — MORB, 2 — базальты островов

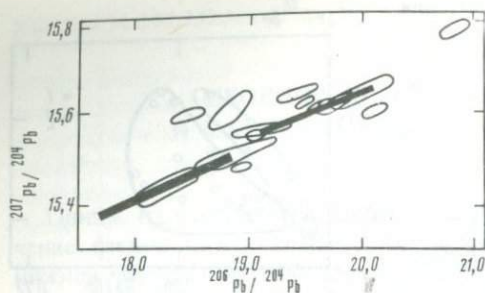


Р и с. 2. Корреляция $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$



дает объяснение возрасту неоднородной мантии. Материалы по изотопии стронция базальтов широкого спектра составов также позволяют оценить возраст возникновения мантийной неоднородности (рис. 4). По С. Бруксу и др. [8], модельный возраст вторичной изохроны составляет 1,6–1,9 млрд. лет, что близко к определениям возраста по изотопам свинца. Материалы по изотопной системе Sm–Nd дают значительно более сложную картину, которая не имеет однозначной интерпретации. Накопление материалов по геохимии редких элементов и изотопов выявило более сложные неоднородности в мантийном субстрате базальтов срединно-океанических хребтов и океанического дна. Данные Дж. Шилинга [16], С. Сана и К. Несбита [17], Э. Эрланка и Ю. Кабла [10] явились основой для выделения трех субнеоднородностей мантии океанических толеитов. Эти неоднородности сопряжены с развитием трех петрологических типов океанических базальтов, различающихся по степени обогащенности редкими литофильными элементами и радиогенными изотопами. Существуют представления о генезисе этих неоднородностей вследствие процессов смешения двух главных источников мантии Земли — деплетированного и обогащенного редкими литофильными элементами [16].

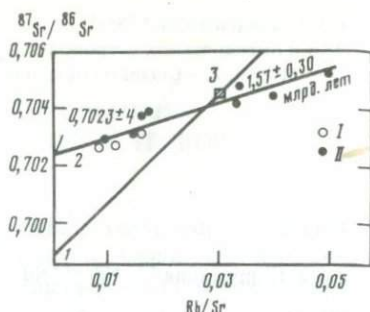
Весьма сложная дифференциация мантийного субстрата выявлена для щелочного и толеитового магматизма океанических островов на основании изотопных исследований многих авторов. В одной из обобщающих



Р и с. 3. Систематика изотопных отношений Pb для верхней мантии океанических островов. Наклон изохрон соответствует возрасту гетерогенности около 2 млрд. лет

Р и с. 4. Графическое определение времени возникновения гетерогенности верхней мантии в системе Rb-Sr

1 — изохрона для Земли; 2 — модельная изохрона с возрастом $1,57 \pm 0,30$ млрд. лет; 3 — средний состав Земли; I, II — базальты MORB и океанических островов соответственно



работ У. Уайт и А. Хофман [19] установили очень широкий интервал колебаний изотопов стронция, свинца и неодима в зонах мантии океанических островов, значительно перекрывающий вариации этих величин для MORB.

Возникает вопрос о наличии корреляции между изотопными равновесиями этих зон и особенностями в распределении редких и рассеянных элементов. В задачу настоящей работы входило изучение геохимии верхней мантии в зонах развития щелочного магматизма островов Южной Атлантики: Гран-Канария, Св. Елены и Тристан-да-Кунья.

Каменный материал был собран в 20-м рейсе НИС "Академик Курчатов". Для характеристики состава верхней мантии исследовались наиболее примитивные мало дифференцированные высокомагнезиальные породы исследуемых островов — анкармиты и анкармито-базальты [2]. Информация по этим магмам является достаточно корректной для оценки геохимии верхней мантии. В основу расчетов была положена модель равновесного плавления мантии. Распределение петрогенных и редких элементов в ходе равновесного и фракционного плавления мантии очень сходно при сравнительно небольших (до 20%) степенях плавления, характерных для генерации щелочных магм.

Рассматривая выбранные породы как смеси кристаллов и силикатной жидкости, прежде всего рассчитывали состав расплава, равновесного с оливином щелочных пород [1]. Теоретическое вычитание (в случае кумулятивных пород) либо добавление (в случае фракционированных составов) оливина в исследуемые щелочные породы проводили решением следующих уравнений, описывающих равновесную систему оливин + жидкость [15]:

$$C_{Mg}^0 = \alpha^L C_{Mg}^L + (1 + \alpha^L) C_{Mg}^{OI},$$

$$C_{Fe}^0 = \alpha^L C_{Fe}^L + (1 - \alpha^L) C_{Fe}^{OI},$$

$$K_d = \frac{C_{Mg}^L C_{Fe}^{OI}}{C_{Fe}^L C_{Mg}^{OI}} = 0,3,$$

где $C_{Mg, Fe}^0$ — содержание Mg, Fe в расплаве; $C_{Mg, Fe}^{Ol}$ — содержание Mg, Fe в оливине щелочных пород; α^L — доля расплава, K_d — коэффициент распределения Mg, Fe. Затем рассчитывали состав первичных щелочных расплавов, равновесных с оливином мантийного субстрата данного региона, с помощью аналогичных соотношений. Получив состав первичных выплавок и основываясь на уравнениях баланса масс микрокомпонента для равновесной системы расплав + несколько кристаллических фаз [5], рассчитывали состав мантийного субстрата:

$$C^L = \frac{C^0}{\alpha^L + \sum_{i=1}^{i=4} K_i (B_i - \alpha^L X_i)},$$

где C^0 — концентрация элемента-примеси в мантии; C^L — концентрация элемента-примеси в расплаве; α — степень плавления мантии; K — коэффициенты распределения элемента в минералах мантии 1, 2, 3, 4; $X_{1,2,3,4}$ — расход рассматриваемых минералов в ходе магмообразования (в %); $B_{1,2,3,4}$ — содержания минералов в мантии. Степень плавления мантии в каждом случае рассчитывали по содержанию тория и фосфора в первичных магмах и в мантии.

Комбинированный коэффициент распределения фосфора в процессе частичного плавления был оценен нами ранее [3]. Рассчитанную степень плавления мантийного субстрата контролировали также по содержаниям калия и скандия. Величины коэффициентов распределения редких элементов определяли в равновесиях фенокриты — основная масса в щелочных базальтах океанических островов [4]. С учетом экспериментальных данных Т. Мори и Д. Грина [14], а также наших результатов по температурам гомогенизации первичных включений в минералах-вкрапленниках щелочных базальтов [4] был рассчитан минеральный состав мантии при $T = 1300^\circ\text{C}$ и $P = 30$ кбар. Использовалась математическая программа — метод наименьших квадратов. Химические составы оливинов, пироксенов и гранатов мантии взяты из работы [14]. Для пород, содержащих заметные количества углекислоты, использовали составы минеральных фаз, полученные Г. Браем [7] при экспериментальных исследованиях фазовых равновесий в ходе плавления нефелинита при повышенных давлениях, температурах и фугитивности углекислоты. Полученные данные по химическому составу мантии нормализовали к среднему составу верхней мантии Земли по [13]. Результаты расчетов приведены в табл. 1. Магнезиальность оливинов рассматриваемых пород укладывается в интервале FO_{86-78} . Состав первичных магм рассчитывали с учетом оливина мантии FO_{90} .

Проведенные расчеты показали, что первичные расплавы щелочно-базальтовых серий островов Южной Атлантики близки между собой и по составам приближаются к океанитам. Отмечается несколько более высокая щелочность и титанистость первичных магм островов Гран-Канария и Тристан-да-Кунья. Во всех случаях $Na_2O > K_2O$. Таким образом, все первичные расплавы океанического магматизма высокомагнезиальные и приближаются по составу к пикритам. Степень плавления мантийного субстрата океанических островов составляет 7–23%, причем большее из этих

Таблица 1. Составы (в мас.%) первичных магм островов Южной Атлантики

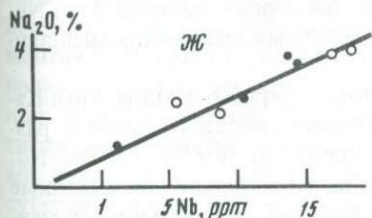
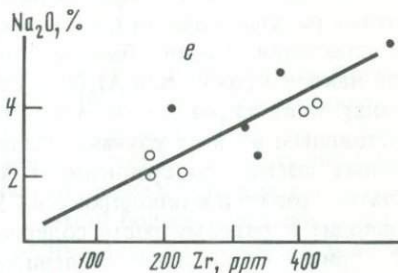
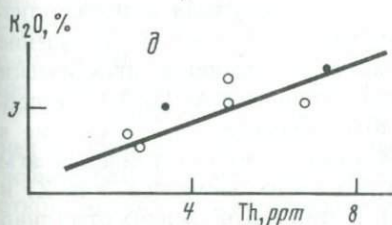
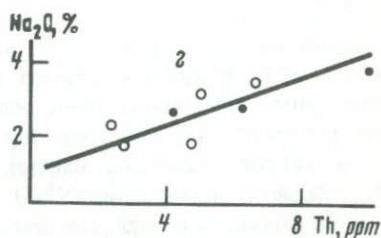
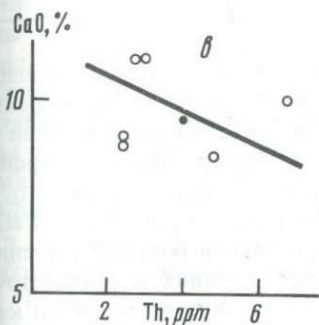
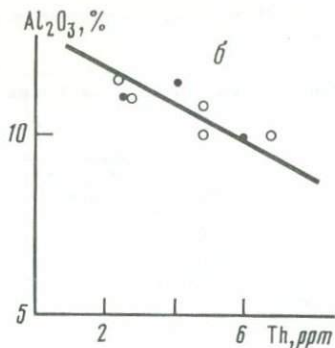
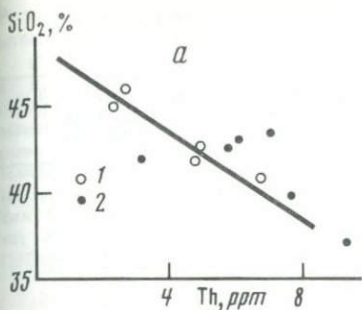
Компоненты	Св. Елены		Тристан-да-Кунья	Гран-Канария	
	1	2		1	2
SiO ₂	45,93	44,73	42,13	42,42	40,84
TiO ₂	1,79	2,32	3,02	3,24	3,57
Al ₂ O ₃	10,11	11,51	10,67	10,25	10,00
Fe ₂ O ₃	1,22	1,29	1,43	1,16	1,28
FeO	10,95	11,25	12,92	10,86	11,58
MnO	0,16	0,16	0,12	0,18	0,15
MgO	16,56	17,11	11,57	16,38	17,12
CaO	10,94	8,89	8,61	10,46	10,09
Na ₂ O	1,63	2,02	1,80	3,23	3,30
K ₂ O	0,56	0,72	1,34	1,06	1,18
H ₂ O	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,25	—	—	0,76	0,88
CO ₂	—	—	—	—	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Добавление оливина, %	—	13,0	23,0	4,0	15,0
Вычитание оливина, %	3,0	—	—	—	—

Таблица 2. Степень плавления мантии

Порода	Степень плавления, %	Пропорции плавящихся минералов при плавлении		
		<i>Cpx</i>	<i>Gr</i>	<i>OI</i>
Анкармиты, о-в Гран-Канария (1)	10,9–6,7	57,7	34,6	13,7
То же (2)	12,2–8			
Анкармито-базальты, о-в Св. Елены (1)	23–24	35,8	39,7	24,5
Анкармито-базальты, о-в Св. Елены	18,3			
Оливиновые базальты, о-в Тристан-да-Кунья	15,3–9,3	39,7	37,7	22,4

Примечание. Цифры в скобках соответствуют номерам анализов в табл. 1.

значений получено для мантии под о-вом Св. Елены. Расчеты, проведенные на ЭВМ, также дали возможность оценить пропорции плавящихся минеральных фаз мантии (табл. 2). В ходе выплавления океанических расплавов плавятся клинопироксен, гранат и оливин мантии; ортопироксен в расплав не переходит даже при возрастании степени плавления мантийного субстрата до 20% (о-в Св. Елены). Это связано, вероятно, с высокими зна-



Р и с. 5. Зависимости распределения элементов в первичных магмах от степени плавления мантии (а-ж)

1 - о-в Гран-Канария; 2 - острова Св. Елены, Тристан-да-Кунья

чениями фугитивностей летучих компонентов, например CO_2 , которые резко расширяют поле кристаллизации ортопироксена. В результате остаток мантии обогащается ортопироксеном, и повторное плавление этой зоны мантийного субстрата может привести к выплавлению толеитовых жидкостей в областях океанических островов. Такой процесс, по-видимому, имеет место на Гавайях, о-ве Гран-Канария и других островах Мирового океана. Выведенные закономерности плавления мантии океанических островов Южной Атлантики подтверждаются химическими трендами первичных расплавов. Для рассмотрения химической эволюции первичных магм были

Таблица 3. Изотопные равновесия в системах Rb—Sr, Sm—Nd мантии островов Южной Атлантики

Отношение	Тристан-да-Кунья	Св. Елены	Гран-Канария	Примитивная мантия	Мантия—источник MORB
Sm/Nd	0,35	0,31	0,34	0,30	0,37
Rb/Sr	0,089	0,046	0,032	0,028	0,0075
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7050	0,70287	0,7035	0,7030	0,7030
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51253	0,51288	0,512260	0,51305	0,51305

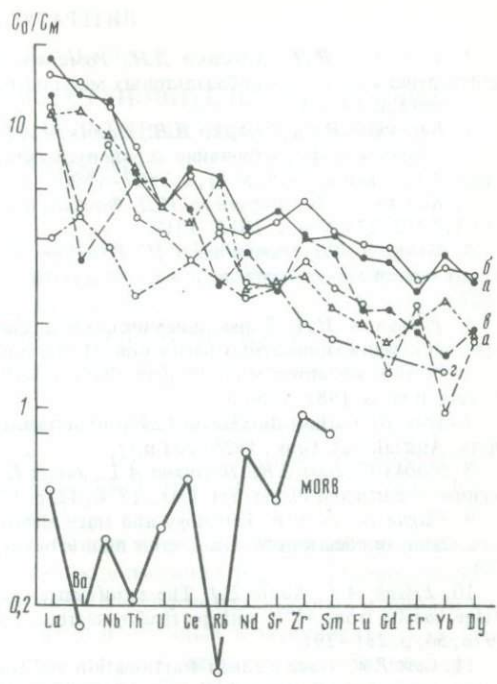
построены графики зависимости содержаний макрокомпонентов от степени плавления мантии, выраженной в виде концентрации наиболее некогерентного элемента. В качестве такого элемента взят Th, для которого наши и литературные материалы дают наименьший комбинированный коэффициент распределения. Построенные графики (рис. 5) показывают, что с ростом степени плавления мантии увеличивается содержание SiO₂, CaO, Al₂O₃, падает концентрация Na₂O, K₂O, причем Na₂O в большей степени, чем K₂O. Отсюда следует, что при прочих равных условиях высокощелочные магмы возникают при очень низких степенях плавления мантии и калиевые расплавы нельзя получить в результате простого уменьшения степени плавления мантии обычного состава, нужна аномальная мантия. Близкий наклон кривых для Al₂O₃ и CaO свидетельствует о том, что отношение гранат—клинопироксен в остаточной мантии сохраняется практически постоянным во всех случаях. Более низкое отношение Al₂O₃/TiO₂ в первичных магмах по сравнению с хондритом указывает на присутствие в остатке граната и клинопироксена. Увеличение щелочности первичных магм приводит к резкому росту содержаний в них таких элементов, как Zr и Nb (причем Zr в большей степени, чем Nb). В этих соотношениях отчетливо проявляются начальные этапы специализации щелочных магм на Zr и Nb, концентрация которых достигает именно в щелочных магмах промышленных значений.

Изотопные исследования щелочно-базальтовых серий островов Гран-Канария, Св. Елены и Тристан-да-Кунья убедительно свидетельствуют о разных мантийных источниках в отношении изотопных систем Rb—Sr, Sm—Nd, U—Th—Pb [19]. Проведенные нами расчеты дали несколько неожиданные результаты — большое сходство в концентрациях редких элементов в мантийных зонах островного щелочного магматизма Южной Атлантики. Все составы мантийного материала обогащены редкими литофильными элементами, легкими редкими землями по сравнению с мантией базальтов срединно-океанических хребтов и океанического дна. Наиболее богата литофильными элементами мантия щелочных пород островов Гран-Канария, затем Тристан-да-Кунья. Мантийный субстрат щелочного и толеитового магматизма Гавайского архипелага, по данным Д. Клога и Ф. Фрея [9], концентрирует легкие редкие земли и литофильные элементы в значительно меньшей степени. Изотопные данные и распределение редких элементов в породах верхней мантии под островами Южной Атлантики хорошо кор-

Р и с. 6. Распределение редких элементов в мантийном субстрате
 C_0 — содержание элементов в примитивной мантии; C_M — содержание элемента в верхней мантии; а — океанические острова Южной Атлантики; б — мантия щелочного магматизма Кольского полуострова; в — мантия Восточно-Африканского рифта; з — мантия щелочных пород Сибири

релируют в отношении системы $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — Rb/Sr для пород островов Тристан-да-Кунья и Гран-Канария (табл. 3); несомненно, неясны низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7028—0,7030) для пород о-ва Св. Елены, мантия которых обогащена рубидием: $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,046$. Этот факт может быть объяснен только привнесением рубидия в мантийный субстрат о-ва Св. Елены в очень недавнее время, а аномальность мантии о-ва Тристан-да-Кунья в отношении содержания Pb возникла значительно раньше. Наши исследования показали отсутствие корреляции Sm/Nd — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в мантийном материале исследованных пород. По литературным данным, породы всех островов обогащены радиогенным ниодимом, причем щелочные базальты о-ва Тристан-да-Кунья в самой большой степени, однако отношения Sm/Nd в мантии всех рассмотренных островов близки к хондритовым (см. табл. 3). Отсюда следует вывод, что в системе Sm—Nd либо не всегда сохраняется равновесие (на это указывалось в [19]), либо в зонах мантийного магмообразования осуществился вынос самария, но в очень недавнее время, непосредственно перед генерацией и внедрением щелочных магм. Сравнение полученных материалов с данными по составу континентальной мантии (рис. 6) показывает меньшую обогащенность редкими литофильными элементами и легкими редкими землями мантийного субстрата океанических островов.

Обобщая полученные материалы и сравнивая их с данными по химическому составу верхней мантии, служившей источником MORB, можно сделать заключение, что проявления щелочного магматизма в течение геологического времени неразрывно связаны с гетерогенностью подкоровых зон. Совпадение времени появления щелочных пород на Земле (2 млрд. лет) с возникновением гетерогенности мантийного субстрата (около 2 млрд. лет) подтверждает эту идею.



Обобщая полученные материалы и сравнивая их с данными по химическому составу верхней мантии, служившей источником MORB, можно сделать заключение, что проявления щелочного магматизма в течение геологического времени неразрывно связаны с гетерогенностью подкоровых зон. Совпадение времени появления щелочных пород на Земле (2 млрд. лет) с возникновением гетерогенности мантийного субстрата (около 2 млрд. лет) подтверждает эту идею.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Романчев Б.П. Физико-химические параметры дифференциации щелочно-базальтовых магм островов Южной Атлантики. — Геохимия, 1981, № 12, с. 13–24.
2. Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Поляков А.И. и др. Дифференциация базальтоидных расплавов и формирование серий вулканических пород островов Южной Атлантики. — Геохимия, 1979, № 11, с. 1587–1600.
3. Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Фосфор в процессах плавления мантии. — ДАН СССР, 1983, 278, № 4, с. 1015–1019.
4. Когарко Л.Н., Рамендиж Г.И., Романчев Б.П. и др. Фракционирование элементов-примесей минералами щелочных базальтов. — ДАН СССР, 1980, 254, № 5, с. 1224–1227.
5. Рябчиков И.Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М.: Наука, 1975. 218 с.
6. Basaltic volcanism study project: Basaltic volcanism on the terrestrial planets. N.Y.: Pergamon press, 1981. 1286 p.
7. Brey G. Carbon dioxide in highly undersaturated basaltic magmas: PH.D. thesis/Canberra: Austral. Nat. Univ., 1976. 203 p.
8. Brooks C., Hart S.R., Hofmann A.L., James D.E. Rb-Sr mantle isochrons from oceanic regions. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 32, p. 51–61.
9. Clague D., Frey F. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. — J. Petrol., 1982, 23, p. 447–504.
10. Erlank A.J., Kable E.J. The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridge basalts from 45°N with particular reference to Zr/Nb. — Contrib. Miner. and Petrol., 1976, 54, p. 281–291.
11. Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, 32, p. 1057.
12. Irvine T.N. Simple and multiple oxides in magmatic rock systems. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1974, 73, p. 300–316.
13. Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. et al. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. — Proc. 10 th Conf. Lunar and Planet. Sci., 1979, p. 2031–2050.
14. Mori T., Green D.H. Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. — J. Geol., 1978, 86, p. 83–97.
15. Roedder P.L., Emslie R.E. Olivine-liquid equilibrium. — Contrib. Miner. and Petrol., 1970, 29, p. 275–89.
16. Schilling J.G. Sea-floor evolution: Rare-earth evidence. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1971, 268, p. 663–703.
17. Sun S.S., Nesbitt K.W. Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the Earth and mantle evolution. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, 35, p. 429–448.
18. Tatsumoto M. Isotopic composition of lead in ocean basalt and its implication to mantle evolution. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 38, p. 63–87.
19. White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of mantle evolution. — Nature, 1982, 296, N 287, p. 821–825.

ОЦЕНКА ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ПРИ СОВРЕМЕННЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЯХ ИСЛАНДИИ

Режим кислорода контролирует многие минеральные равновесия с участием рудных компонентов и является одним из главных факторов, определяющих особенности поведения малых рудных элементов. В настоящее время имеется довольно ограниченное количество данных по оценке f_{O_2} магматических систем и особенно магматических образований мантийного генезиса.

В предлагаемой работе проведены оценки летучести кислорода при извержении вулканов Эльдфедль и Сюртсей (Исландия) двумя независимыми методами: по составу вулканических газов [20, 30] и по соотношению закисного и окисного железа в лавах.

Указанные вулканы расположены на юге восточной части неовулканической зоны Исландии, находящейся на продолжении Срединно-Атлантического рифта [2, 24]. Мантийный характер продуктов базальтовых извержений определен на основе петрологических и изотопных критериев [2, 4, 6, 24, 25]. Лавы — преимущественно субщелочные базальты — несколько варьировали по составу во время извержений [25]. В табл. 1,2 приведены результаты анализов образцов лав и коллекций вулканических газов.

Правильная оценка температуры излияния магмы имеет большое значение для надежности дальнейших вычислений f_{O_2} . Температура лав Эльдфедля, по данным прямых измерений в течение недели [25], равна 1303–1328 К. Одно измерение дало 1353 К. Исходя из данных по составу сосуществующих титанистого магнетита и железистого ильменита, температура их образования оценена в 1303–1328 К [25]. В дальнейших расчетах принимается температура 1328 ± 25 К. Прямые измерения температур лав вулкана Сюртсей [32] дали величину ~ 1400 К.

Оценка парциального давления кислорода проводилась двумя независимыми методами. Первый путь заключался в определении на основании экспериментально установленной Р. Фудали [21] зависимости между парциальным давлением кислорода и окисленностью железа в расплавах гавайитового состава. В основе этого метода лежит рассмотрение реакции $4 \text{FeO}_{1,5} = 4 \text{FeO} + \text{O}_2$ в расплаве, константа которой записывается в виде $K = (\text{мол. \% FeO})^4 f_{O_2} / (\text{мол. \% FeO}_{1,5})^4$ и $\lg (\text{FeO})/(\text{FeO}_{1,5}) = -1/4 \lg f_{O_2} + 1/4 \lg K$.

Экспериментальные результаты и расчетные данные [7, 26] показывают, что с ростом температуры (в пределах 1300–1673) на каждые 100°C равновесная фугитивность O_2 Ni-NiO буфера возрастает на порядок. Из экспериментов, проведенных при различных температурах и постоянных f_{O_2} [26], следует, что $\lg (\text{FeO})/(\text{FeO}_{1,5})$ изменяется на $\sim 0,2$. С учетом этого для лав Эльдфедля при $T \sim 1473$ К значение $\lg (\text{FeO})/(\text{FeO}_{1,5}) \approx 0,33$, если принять температуру излияния магмы в 1328 К. Парциальное давление кислорода, исходя из полученной Р. Фудали [21] при 1473 К экспери-

Таблица 1. Состав (в об.%) * вулканических газов

Вулкан	T, К	H ₂ O	CO ₂	CO	SO ₂
Эльдфедль [20]	1303– 1328	70	35	0,4	10
Сюртсей (пробы № 12, 17) [30]	1400	79,20	44,14	3,27	25,96
	1400	86,16	35,91	2,75	23,70

* Содержание компонентов за вычетом воды принято за 100%

Таблица 2. Химический состав (в мас.%) лав

Вулкан	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
Эльд- федль [25]	49,53	2,38	16,34	1,94	10,52	6,95	3,26
	47,73	3,08	16,12	2,70	10,82	7,94	3,93
Сюртсей [6, 7]	46,5	2,28	16,80	1,65	10,80	9,45	7,62

ментальной зависимости между f_{O_2} и $FeO/FeO_{1,5}$, составит $\lg f_{O_2} \approx -7$ и соответственно для 1328 К $\lg f_{O_2} \approx -10,5$. Эта величина близка к окислительно-восстановительным условиям, создаваемым Ni-NiO буфером [7].

Проведенная таким же образом оценка потенциала кислорода по соотношению $FeO/FeO_{1,5}$ в лавах Сюртсея дала $\lg f_{O_2} \approx -8,5$ при 1473 К и около $-9,1$ при 1400 К, что на порядок ниже f_{O_2} Ni-NiO буфера и на порядок выше кварц-фаялит-магнетитового буфера [7].

Ошибка в оценке f_{O_2} , связанная с погрешностями анализа на Fe^{2+} и Fe^{3+} в породах, а также с погрешностями оценки температурной зависимости f_{O_2} , составляет $\Delta \lg f_{O_2} = \pm 0,5$.

Прежде чем перейти к обсуждению метода оценки f_{O_2} на основании термодинамического расчета состава вулканического газа, необходимо выяснить, являются ли химические составы вулканических газов (см. табл. 1) равновесными. Такая предварительная оценка была проведена по следующим реакциям:



Значения констант равновесия этих реакций, рассчитанные по данным [12] при $T = 1400$ К и $P = 1$ атм, соответственно равны: $\lg K_1 = 12,70$, $\lg K_2 = 12,02$, $\lg K_3 = 29,84$. Используя данные химического анализа газов вулкана Эльдфедль (см. табл. 1), мы получим следующие значения летучести кислорода при 1400 К: по реакции (1) $\lg f_{O_2} = -11,56$; по реакции (2)

H ₂	CH ₄	(O ₂ , N ₂ , Ar)	O ₂	N ₂ + Ar	HCl
50	0,4	4,2	He опр.	He опр.	He опр.
21,92	He опр.	He опр.	0,00	0,18	0,80
34,24	"	"	0,00	0,51	0,40

MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	FeO/FeO _{1,5} ат. кол.	lg (FeO)/(FeO _{1,5})
0,26	0,73	5,61	1,49	0,14	He опр.	5,50	
0,26	0,61	4,93	1,11	0,12	"	4,05	0,63
0,20	0,33	3,32	0,57	0,03	0,02	7,14	0,8537

$\lg f_{O_2} = -8,4$; по реакции (3) $\lg f_{O_2} = -14,59$ (для $T = 1300$ К эти значения соответственно равны $-14,56$, $-9,76$, $-15,75$).

Большие различия в значениях f_{O_2} не позволяют сделать вывод о равновесности состава вулканических газов вулкана Эльдфедль.

Сравнительный анализ газового состава различных вулканов (табл. 3, см. также табл. 1) показывает существенное отличие газового состава вулкана Эльдфедль, заключающееся в высоком содержании H₂. Это является также уникальной чертой химизма термальных и фумарольных газов Исландии, локализованных в районах активного вулканизма внутри срединной зоны, в частности на о-ве Хеймаэй, на котором возник вулкан Эльдфедль. Генезис водорода не вполне ясен. На основании изучения изотопного состава H₂ предполагается его глубинное происхождение [6].

Если произошло смешение и были добавлены газы восстановительного состава, в частности CH₄ и H₂, то лишь по реакции (2) можно ориентировочно судить о значениях f_{O_2} .

В химических анализах вулканического газа вулкана Сюртсей (см. табл. 1) метан не определялся, поэтому для предварительной оценки выполнения условий равновесия могли быть использованы только реакции (1) и (2). Авторы [30] из имеющихся 20 проб выделяют как наиболее достоверные пробы, приведенные в табл. 1.

Рассчитанные значения f_{O_2} при $T = 1400$ К и $P = 1$ атм следующие:

№ пробы	f_{O_2} (1)	f_{O_2} (2)
12	-10,42	-10,04
17	-10,38	-9,80

Таблица 3. Газовый состав различных вулканов мира

№ образца	Место, дата	T, °C	Содержание воды, об. %		
				CO ₂	CO
6	Вулкан Килауэа, Халемаумау, 1917 [34]	1100	75,08	61,3	1,8
A-1 (9081)	Вулкан Шоа-Шинзан, Усу, 7.VII 1959 [34]	750	99,25	62,80	—
E	Лавовое озеро вулкана О-Шима, 4. IX 1951 [34]	1000	—	0,8	—
4	Лавовое озеро Нирагонго, 1959 [19]	990	—	72,70	4,50
1	Сицилия, вулкан Этна, 20. X 1961 [18]	—	—	18,3	0,3
12	Вулкан Сюртсей [30]	—	79,2	46,34	0,36
10	Камчатка, лава Толбачика, 21. XII 1975 [9]	1020	93,73	8,02	—
11	Лавовое озеро Эрта Але, XII 1971, среднее из 18 ан. [23]	1075	69,6–71,3	62,4	4,3
12	Эрта Але, 1974, среднее из 18 ан. [23]	1120–1135	77,1	52,0	2,2
	Усредненный состав по данным [22]		80	51,3	2,6

Эти результаты дают основание полагать, что состав газов вулкана Сюртсей близок к равновесному по компонентам, участвующим в реакциях (1) и (2). Аналогичный вывод был также сделан в работе [29], однако без приведения численных оценок.

Далее, задавая исходным валовым составом для H, O, S, C (см. табл. 1, проба 12), мы определили равновесный состав десятикомпонентной газовой смеси, содержащей, помимо приведенных в химическом анализе компонентов, еще CH₄, COS, H₂S, S₂, O₂, в интервале температур 1300–1500 K и давлений 1–10 000 бар. Расчет проводился методом минимизации свободной энергии Гиббса с использованием констант равновесия по программе GAS на ЭВМ ЕС 10–40 [3]. Коэффициенты летучести были заимствованы из работы [8]. Полученные результаты представлены на рис. 1 и 2. Из рис. 1 ясно видна существенная зависимость значения f_{O_2} от температуры (изменение T от 1300 до 1500 K приводит к увеличению f_{O_2} на 2 порядка). Влияние давления (см. рис. 2) не столь значительно (увеличение давления от 1 до 10 000 бар вызывает повышение f_{O_2} на 1,5 порядка). Сравнение полученных значений относительных содержаний основных компонентов газовой смеси показывает, что рассчитанный равновесный состав наиболее близок к исходным данным при T = 1450 K и P = 1 атм (отклонение при этом не превышает 1,5%). Таким образом, можно предполо-

Содержание остальных компонентов (за вычетом воды), об. %

CH ₄	H ₂	H ₂ S	N ₂	O ₂	NH ₃ , HCl, HF, S, SO ₂ , SO ₃
—	2,8	—	4,05	—	30,00
0,08	24,15	0,10	3,43	0,01	9,43
—	25,90	—	72,5	0,0	—
—	1,90	—	14,10	3,10	3,70
0,6	10,9	—	46,9	1,3	21,7
—	23,46	—	3,65	—	23,17
—	11,90	—	73,66	—	6,42
—	6,7	—	1,3	2,3	23,2
—	7,1	—	1,8	4,0	32,8
—	5,1 10,3	сл.	—	—	35,8

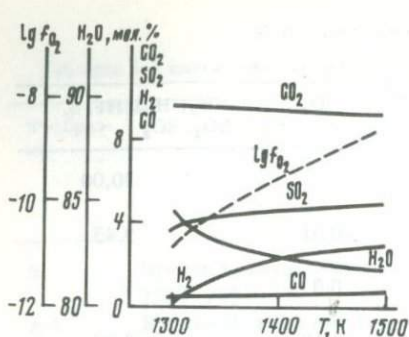
жить, что температура лавы при прямом измерении была занижена на 50°. При расчете f_{O_2} ошибка за счет этого составит $\Delta g f_{O_2} = +0,5$ (реальные летучести более низкие).

Вычисленные двумя независимыми методами значения парциального давления кислорода при извержении вулканов Эльдфедль и Сюртсей представлены на рис. 3. Там же приведены опубликованные в работах [24, 29] значения фугитивности кислорода, рассчитанные по составу сосуществующих железо-титанистых минералов.

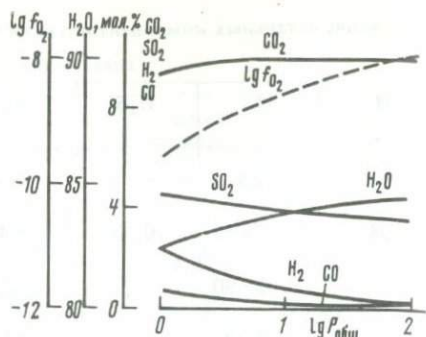
Очевидно, что f_{O_2} , рассчитанная по составу сосуществующих минералов, должна варьировать в зависимости от времени их кристаллизации, поскольку f_{O_2} растет к концу кристаллизации магмы. Причину этого роста видят в потери водорода при подъеме магмы [12].

Данные петрографических наблюдений С. Якобсона [25], отмечающего скелетные формы образования титаномагнетита среди микрофенокритов, указывают на относительно поздний характер выделения Fe-Ti окислов в лавах вулкана Эльдфедль. В связи с этим оценка f_{O_2} по соотношению FeO/FeO_{1,5} в породах должна быть близкой к указанной в работе [25] величине, что видно на рис. 3.

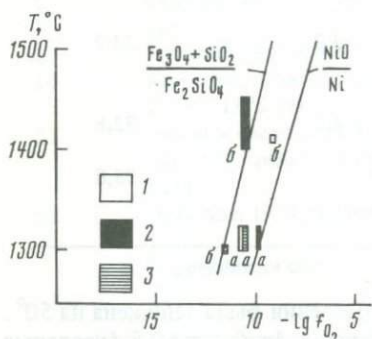
Значения f_{O_2} расположены в интервале, определяемом никель-бунзенитовым и кварц-фаялит-магнетитовым буферами. Полученные характери-



Р и с. 1. Изменение равновесного состава газов вулкана Сюртсей в зависимости от температуры при $P = 1$ атм



Р и с. 2. Изменение равновесного газового состава вулкана Сюртсей в зависимости от давления при $T = 1400$ К



Р и с. 3. Температурные зависимости летучести кислорода минеральных равновесий, ограничивающих f_{O_2} при извержении вулканов Эльдфедль (а) и Сюртсей (б)

1-3 - f_{O_2} по расчету: 1 - FeO/Fe₂O₃ а лавах; 2 - газовых равновесий; 3 - состава сосуществующих Fe-Ti сплавов

стики согласуются с оценками летучести кислорода для базальтовых магм (толеит-щелочной оливиновый базальт), выполненными на основе прямых измерений в активных вулканах, а также по составу сосуществующих железо-титановых окислов, присутствию магнетита или хромшпинелида и по соотношению Fe^{2+}/Fe^{3+} в лавах [11, 14, 17, 21, 27, 28, 31].

Для базальтов Исландии в литературе приводятся следующие оценки парциального давления кислорода (помимо тех, которые обсуждены выше). В работах [15, 16] указывается, что потенциал кислорода для оливиновых толеитов вулкана Тингмули, определенный по составу сосуществующих магнетита и ильменита (где они являются поздними образованиями), имел значение не ниже потенциала O_2 Ni-NiO буфера.

В случае толеитов, обогащенных железом, в которых магнетит кристаллизовался до образования основной массы пироксен-полевошпатового состава, f_{O_2} несколько более низкая, чем для кварц-фаялит-магнетитового буфера.

Величина парциального давления кислорода толеитового базальта из северной части центрального рифта Исландии и щелочного оливинового базальта п-ова Снайфельдснес, оцененная методами изучения состава титаномангнетитов и ильменитов и соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в лавах в работе [10], лежит в пределах f_{O_2} , задаваемых Ni-NiO и FeO-Fe₃O₄ буферами.

При этом в работе [10] принимается, что соотношение $\text{FeO}/\text{FeO}_{1,5}$ в изученных базальтах соответствует $T \sim 1470^\circ\text{C}$ и неточность, вносимая за счет отклонения от истинной температуры, невелика. Результаты прямых измерений температур изливающихся магм в Исландии показывают более низкие значения $T = 1030\text{--}1138^\circ\text{C}$ [16, 20, 32]. Если f_{O_2} , оцененную в [10], привести к этим температурам, то она возрастет на 1–2 порядка и будет близка к значению, определенному в [16, 25, 29] и настоящей статье.

Оценки парциального давления (летучести) кислорода при базальтовых извержениях вулканов Эльдфедль и Сюртсей позволили установить, что окислительно-восстановительные условия характеризуются интервалом f_{O_2} , ограничиваемым никель-бунзенитовым и кварц-фаялит-магнетитовыми буферами.

Ряд малых рудных элементов при этих летучестях кислорода, как показывают расчетные и экспериментальные данные [1, 5, 13, 33], либо преимущественно находится в магматических системах в неокисленном состоянии (например, золото, серебро), либо характеризуется низкими степенями окисления (так, Sn имеет степень окисления Sn^{2+} , а не Sn^{4+}), что обуславливает особенности минералообразования в ходе дальнейшей эволюции магматических флюидов.

Авторы выражают благодарность И.Л. Ходаковскому и О.А. Луканину за критическое обсуждение материала статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аппен А.А. Химия стекла. Л.: Химия, 1970. 350 с.
2. Герасимовский В.И., Поляков А.И., Дурасова Н.А. и др. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. М.: Наука, 1978, с. 140–168.
3. Дорофеева В.А., Ходаковский И.Л. Расчет равновесного состава многокомпонентных систем "методом минимизации" по константам равновесия. — Геохимия, 1981, № 1, с. 129–135.
4. Дурасова Н.А., Барсуков В.Л., Ванин Е.А. и др. Металлоносность продуктов извержения вулкана Эльдфедль (Исландия). — Геохимия, 1988, № 2, с. 192–197.
5. Дурасова Н.А. и др. Валентное состояние олова в базальте при различных летучестях кислорода. — Геохимия, 1984, № 3, с. 435–437.
6. Исландия и Срединно-Атлантический хребет (глубинное строение, сейсмичность, геотермия) / В.И. Кононов, Б.Г. Поляк, С.М. Зверев и др. М.: Наука, 1978. 194 с.
7. Куршакова Л.Д. Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений. М.: Наука, 1976. 100 с.
8. Мельник Ю.П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев: Наук. думка, 1978. 150 с.
9. Меньяйлов И.А., Никитина Л.П., Гусева Р.В., Шалар В.Н. Результаты отбора и анализа вулканических газов Толбачинского извержения. — ДАН СССР, 1976, 230, № 2, с. 440–442.
10. Муравьева Н.С., Шевалеевский И.Д., Игнатенко К.И., Щербовский Е.Я. Окислительно-восстановительные условия кристаллизации и состав окисных минералов-вкрапленников в породах риолит-базальтовой ассоциации Исландии. — Геохимия, 1980, № 6, с. 836–853.
11. Рябчиков И.Д., Грин Д.Х., Уолл В.Дж., Брей Г.П. Состояние окисления углерода в пределах зоны пониженных скоростей. — Геохимия, 1981, № 2, с. 221–230.
12. Термодинамические свойства индивидуальных веществ. М.: Наука, 1978–1983. Т. 1–4.
13. Шкодзинский В.С. К проблеме эволюции окислительного потенциала в маг-

мах. — В кн.: Тез. докл. совещ. "Самородное минералообразование в магматическом процессе". Якутск, 1981, с. 190—193.

14. *Buddington A.F., Lindsley D.H.* Iron-titanium oxides and synthetic equivalents. — *J. Petrol.*, 1964, 5, p. 310.

15. *Carmichael I.S.E.* The petrology of Thingmuli, Tertiary volcano in Eastern Iceland. — *J. Petrol.*, 1964, 5, p. 435—460.

16. *Carmichael I.S.E.* Mineralogy of Thingmuli, Tertiary volcano of Eastern Iceland. — *Amer. Miner.*, 1967, 52, N 11/12, p. 1815—1842.

17. *Carmichael I.S.E., Nichols I.* Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. — *J. Geophys. Res.*, 1967, 72, p. 4665.

18. *Chaigneau M.* Sur les gaz volcaniques de l'Etna (Sicile). — *C.r. Acad. sci.*, 1962, 254, N 23, p. 18.

19. *Chaigneau M., Tazieff H., Fabre F.* Composition des gaz volcanique du las de lave permanent du Nyragongo. — *C.r. Acad. sci.*, 1960, 250, N 14, p. 12.

20. *Einarsson P.* The Heimaey eruption. Reykjavik, 1974, 49 p.

21. *Fudali R.F.* Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1956, 29, p. 1063—1075.

22. *Giggenbach W.F., Guern F.L.* The chemistry of magmatic gases from Erta 'Ale, Ethiopia. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, 40, p. 25—30.

23. *Gerlach T.M.* Investigation of volcanic gas analyses and magma outgassing from Erta 'Ale lava lake, Afar, Ethiopia. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1980, 7, p. 415—441.

24. *Jakobsson S.P.* Petrology of recent basalts of the eastern volcanic zone, Iceland. — *Acta natur. islandica*, 1979, 26, p. 13—24.

25. *Jakobsson S.P., Pedersen A.K., Rönsbo Z.G.* et al. Petrology of mugearite-hawaiite: Early extrusives in the 1973 Hemaey eruption, Iceland. — *Lithos*, 1973, 6, p. 203—214.

26. *Kennedy G.C.* Equilibrium between volatiles and iron oxides in igneous rocks. — *Amer. J. Sci.*, 1948, 246, p. 529—549.

27. *Peck D.L., Wright J.L.* Experimental studies of molten basalt in situ: A summary of physical and chemical measurements on recent lava lakes of Kilauea volcano, Hawaii. — *Geol. Soc. Amer. Annu. Meet.*, 1966, p. 158—159.

28. *Sato W., Wright T.L.* Oxygen fugacities directly measured in magmatic gases. — *Science*, 1966, 153, p. 1103.

29. *Sigvaldsson G.* Chemical composition of volcanic gases. — In: *Physical volcanology*. N.Y.: Elsevier, 1974, p. 215—240.

30. *Sigvaldsson G.E., Eriksson G.* Collection and analysis of volcanic gases at Surtsey, Iceland. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, 32, N 8, p. 797—804.

31. *Thompson R.N.* The 1-atmosphere liquidus oxygen fugacities of some tholeiitic, intermediate, alkalic and ultraalkalic lavas. — *Amer. J. Sci.*, 1975, 275, p. 1049.

32. *Thorarinsson S.* Surtsey: The new island in the North Atlantic. Reykjavik, 1966, 28 p.

33. *Vincent E.A., Grochet G.H.* Studies in the geochemistry of gold. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1960, 18, p. 130—143.

34. *White D.E., Waring C.A.* Volcanic emanation. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1963, 440-K, p. 1—7.

ЭВОЛЮЦИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИСЛЫХ ПОРОД В РЕГИОНАХ С ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРОЙ

Проблема происхождения кислых пород в океанических регионах вызывает интерес в связи с изучением генезиса гранитной оболочки земной коры. Кислые породы встречаются в океанах повсеместно. Они приурочены главным образом к океаническим островам. Известны отдельные находки риолитов и непосредственно в дне Мирового океана (Галапагосский рифт в Тихом океане [12, 13], хребт Брокен в Индийском океане [5] и др). Целью данной работы является выяснение геохимических особенностей кислых пород типичных океанических островов в связи с их генезисом, а также их сравнение с риолитами палингеного происхождения. В качестве примера палингенных кислых пород был рассмотрен риолит Таупо (Новая Зеландия), наиболее изученный в настоящее время геохимически и петрологически [17, 27]. В основу работы положены литературные данные и опыт изучения риолит-базальтовых серий Исландии. Для рассмотрения взяты породы с содержанием кремнезема больше 64% и нормативного кварца — больше 5%.

Большинство кислых пород приурочено к островам, расположенным на периферии океанических рифтовых зон и их аномальных участках: Исландия, острова Азорские, Канарские, Вознесения и Буве — вдоль Срединно-Атлантического хребта; Гваделупа, острова Пасхи, Гавайские, Самоа — в Тихом океане; острова Кергелен и Реюньон — в Индийском океане. Часть из них находится в горячих точках, например Гавайи, Азорские острова, Кергелен. Все перечисленные острова типично океанические, для них изотопными исследованиями доказано отсутствие контаминации различными метаморфическими и осадочными толщами, характерными для континентов [26, 28, 31].

Кислые породы океанических островов существенно различаются по составу (табл. 1), который изменяется от кислых трахитов переменной щелочности до низкощелочных риолитов, пантеллеритов и комендитов. На рис. 1 точки составов пород нанесены на диаграмму щелочи—кремнезем. На графике условно можно выделить три группы пород: 1) наиболее щелочная область — трахиты островов Вознесения и Азорских; 2) низкощелочные толеитовые риолиты Исландии и Галапагосского рифта; 3) область щелочных риолитов — комендитов, в которую попадает большинство составов кислых пород (острова Буве, Гваделупа, Кергелен, Гавайские, Галапагосские, Пасхи, щелочной риолит Исландии и др.). Для кислых пород Канарских островов и о-ва Вознесения наблюдается четко выраженная пантеллеритовая тенденция. В нижней части графика для сравнения показана область составов так называемых океанических плагιοгранитов, по данным [14, 15]. Как видно из графика, средний состав риолита Таупо близок к составу низкощелочного риолита Исландии [3, 6].

Калиево-натриевое отношение кислых пород океана попадает в интер-

Таблица 1. Составы (в мас. %) кислых пород океанических регионов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	67,90	65,15	72,08	70,07	67,43	71,76	74,81
TiO ₂	0,62	0,32	0,30	0,30	0,60	0,33	0,25
Al ₂ O ₃	16,40	16,00	14,76	12,97	14,89	16,04	14,52
Fe ₂ O ₃	2,14	3,36	1,63	1,80	1,21	0,32	0,43
FeO	0,59	0,54	1,38	2,65	1,32	0,70	0,35
MnO	0,15	0,14	0,05	0,12	0,06	0,02	0,02
MgO	0,57	1,00	0,46	0,08	0,86	0,46	0,92
CaO	1,09	1,45	0,74	0,72	3,1	0,29	1,05
Na ₂ O	5,57	6,00	4,15	5,28	4,29	5,71	5,58
K ₂ O	4,11	4,34	4,96	4,80	3,91	4,29	2,04
H ₂ O	0,43	1,29		0,34			
P ₂ O ₅	0,14	0,08	0,27	0,01	0,86	0,06	0,03
Сумма	99,71	99,67	100,78	99,14	99,89	99,98	100,00

1 — трахит, о-в Гваделупа [9]; 2 — трахитовый комендит, о-в Реюньон [24]; 3 — риолит, о-в Кергелен [3]; 4 — риолит, о-в Буве, среднее из 2 анализов [20]; 5, 6 — риодацит: 5 — Гавайские острова, среднее из 6 анализов [10, 34], 6 — Канарские острова, среднее из 2 анализов [7]; 7 — риолит, Канарские острова [7]; 8 — низкощелочной риолит, Исландия, среднее из 6 анализов [3]; 9 — щелочной риолит, Исландия, среднее из 5 анализов [3]; 10 — трахит, Галапагосские острова [21]; 11 — трахириодацит, Галапагосские острова [21]; 12 — риолит, Таупо (Новая Зеландия), среднее из 83 анализов

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	72,05	67,23	65,10	69,8	66,45	71,26	73,55
TiO ₂	0,23	0,37	0,52	0,6	0,45	0,25	0,16
Al ₂ O ₃	13,16	14,42	14,26	12,9	15,31	13,76	12,44
Fe ₂ O ₃	0,88	2,96	6,83**	4,3	3,70		
FeO	2,52	2,15		0,7	0,87	3,43*	2,96*
MnO	0,06	0,18	0,24		0,18	0,16	0,09
MgO	0,07	0,14	0,41	0,5	0,21	0,13	0,04
CaO	0,61	0,70	0,73	1,6	0,91	0,50	0,22
Na ₂ O	5,41	6,80	7,52	3,7	6,43	5,87	5,55
K ₂ O	3,91	4,75	5,05	3,3	4,91	4,78	4,65
H ₂ O	0,35				1,01	0,37	
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,08		0,11	0,10	0,02
Сумма	99,26	99,72	100,74	97,4	100,54	100,24	99,80

* FeO + Fe₂O₃ в пересчете на FeO.

** FeO + Fe₂O₃ в пересчете на Fe₂O₃.

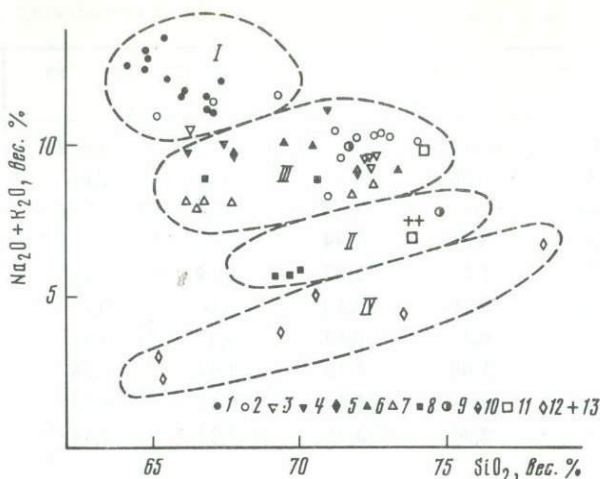
	8	9	10	11	12	13	14
	73,9	74,3	66,86	70,62	74,92	69,93	66,36
	0,4	0,2	0,68	0,70	0,25	0,60	0,34
	12,0	12,6	14,7	13,25	13,47	12,36	14,70
	1,4	1,3	5,61	1,94	1,01		3,68
	2,9	1,3	1,1	2,67	0,89	5,22*	1,21
	0,1	0,01	0,11	0,10	0,06	0,12	0,12
	0,2	0,1	0,33	0,63	0,32	0,39	0,05
	2,0	0,5	1,08	1,16	1,57	2,88	1,75
	4,2	5,3	5,97	5,62	4,18	4,23	6,34
	2,8	4,3	2,94	3,25	3,27	1,44	4,05
							1,34
	0,1		0,11	0,05	0,05	0,07	0,02
	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	97,24	99,96

[16]; 13 — риодацит, Галапагосский рифт, среднее из 4 анализов [12, 13]; 14 — трахит о-в Пасхи [8]; 15 — риолит, о-в Пасхи, среднее из 7 анализов [4, 8, 10]; 16 — комендит Азорские острова (Терсейра), среднее из 2 анализов [29, 32]; 17 — трахит-пантеллерит, Азорские острова, среднее из 7 анализов [29, 32]; 18 — риолит, хребет Брокен, среднее из 6 анализов [5]; 19 — трахит о-в Вознесения, среднее из 5 анализов [18, 23]; 20 — пантеллерит, о-в Вознесения, среднее из 5 анализов [18, 23]; 21 — комендит о-в Вознесения, среднее из 2 анализов [18]; сохранены авторские названия пород

вал от 1 до 0,5 (рис. 2). Наиболее низка эта величина для Галапагосских и Канарских островов. Отдельные области составляют кислые породы Галапагосского рифта ($K_2O/Na_2O = 0,33$) и океанические плагииграниты, характеризующиеся минимальным значением этой величины. Средний риолит Таупо близок к низкощелочному риолиту Исландии и по калиево-натриево-натриевому отношению.

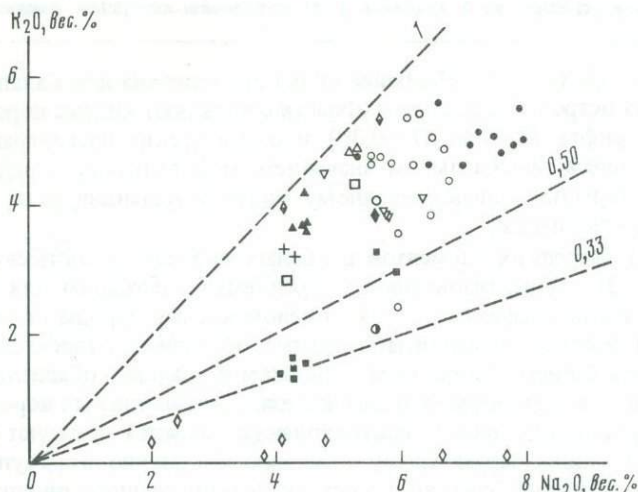
Содержания редких элементов в кислых породах океанических островов (табл. 2), нормализованные к среднему содержанию для гранитов [2], показаны на графике (рис. 3). В целом кислые породы океанических островов (риолиты, комендиты, трахиты) обогащены относительно среднего гранита барием, цирконием, ниобием и ураном и обеднены рубидием, стронцием и элементами группы железа. Составы кислых пород океанических островов (см. рис. 3, заштрихованная область) образуют широкий спектр по стронцию, барию, хромю и ванадию. Состав риолита Таупо, по петрогенным элементам близкий к составу низкощелочного риолита Исландии, резко отличается от всех кислых пород океанических островов по содержанию редких элементов. Наиболее четко различие наблюдается по "магматофильным" элементам, т.е. элементам с большим зарядом и большим ионным радиусом, таким, как цирконий, ниобий, иттрий, лантан (редкие земли). По большинству элементов риолит Таупо ближе к среднему граниту, чем кислые породы островов.

Эти геохимические особенности кислых пород океана, вероятно, возникли в результате единого механизма их образования. Ранее нами было



Р и с. 1. Диаграмма щелочи – кремнезем для составов кислых пород океанических островов

1 – Азорские острова [29, 31]; 2 – о-в Вознесения [18, 23]; 3 – о-в Пасхи [1, 8, 10]; 4 – острова Самоа [10]; 5 – о-в Гваделупа [9]; 6 – о-в Буве [20]; 7 – Гавайские острова [10, 32]; 8 – Галапагосские острова [12, 13, 21]; 9 – Канарские острова [7]; 10 – о-в Кергелен [34]; 11 – Исландия [3]; 12 – океанические плагиограниты по [14, 15]; 13 – вулканическая зона Таупо (Новая Зеландия) [17, 27]; I – высокощелочные породы; II – низкощелочные толеитовые риолиты; III – щелочные риолиты-командиты; IV – плагиограниты океана



Р и с. 2. Калиево-натриевые отношения для кислых пород океанических островов
Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

показано, что риолиты Исландии являются продуктами фракционной кристаллизации базальтовой магмы [3, 6]. К такому же выводу пришли ряд исследователей и для других островов [1, 9, 18, 20]. По-видимому, все рассматриваемые породы океанических регионов имеют аналогичный генезис, в отличие от риолита Таупо, образовавшегося за счет частичного плавления гранулитовой ассоциации [17, 27].

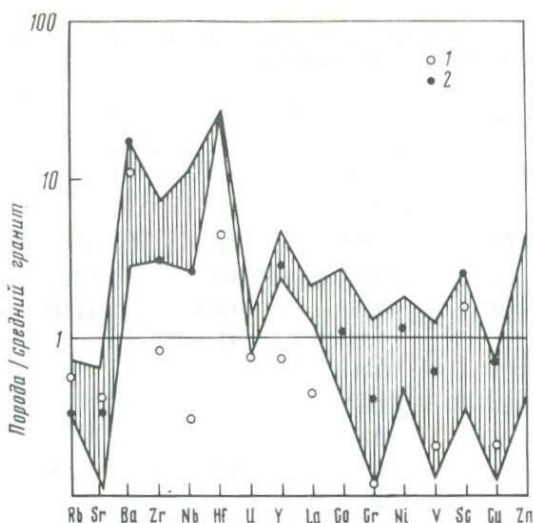


Рис. 3. Содержания редких элементов в кислых породах, нормализованные к среднему граниту по [2]

1 — риолит Таупо; 2 — низкощелочной риолит Исландии; заштрихована область составов кислых пород океанических островов

Кислые породы океана обладают рядом специфических особенностей геологического положения, петрографии и минералогии. 1. Кислые породы океанических островов не встречаются самостоятельно, а всегда приурочены к дифференцированным комплексам, в которые входят также базальты, ферробазальты, трахибазальты, андезиты (исландиты). Исходные магмы для дифференцированных комплексов представлены базальтами различной щелочности — от толеитовых до щелочных оливиновых. В пределах комплексов наблюдается соответствие по составу основных и кислых пород: с толеитовыми базальтами ассоциируют низкощелочные риолиты, с щелочными оливиновыми базальтами — щелочные риолиты и комендиты. 2. Минеральному составу вкрапленников кислых пород океана свойственно отсутствие кварца и наличие одного полевого шпата, оливина, клинопироксена и титаномагнетита. 3. Условия кристаллизации вкрапленников специфичны: кислые породы океана характеризуются высокими температурами ликвидуса ($900-1050^{\circ}\text{C}$) и фугитивностью кислорода, близкой к *QFM* и *NNO* буферами. Кристаллизация вкрапленников протекает в малоглубинных магматических камерах при давлениях не более 10 кбар. Большая часть кислых пород океана кристаллизовалась из расплавов, недосыщенных H_2O , о чем свидетельствуют высокие температуры ликвидуса и отсутствие фенокristов амфибола. Лишь в отдельных случаях (Гваделупа, острова Фаял, Реюньон) амфибол описан во вкрапленниках в кислых породах [9, 11, 24], что отражает увеличение мольной доли H_2O в расплаве в процессе эволюции исходных базальтовых магм на заключительных стадиях дифференциации. Все перечисленные особенности свидетельствуют о происхождении кислых пород океанических островов из базальтовой магмы.

Главным процессом, приводящим к образованию кислых пород океани-

Таблица 2. Содержания редких элементов (в $n \cdot 10^{-4} \%$) в кислых породах океанических островов (средние значения)

Элементы	1	2	3	4	5
Rb	104	105			115
Cs					
Sr	185	14,5	157	170	58
Ba		298	460	520	748
Zr	848	1188	1016	1170	696
Nb		155	73		
U		4,8			
Th		16,2			
Ga		31			
Co	13	4	3,5	4,2	
Cr	1	4			32
Ni	4	9	9	13	33
V	45	3	5	19	
Sc		1,3			
Cu	2		9	14	16
Zn					31
Pb	7,5				
Hf			23,7	22,9	
Y		90	66	100	134
La		104	98	61,5	129
Ce		175			
Nd					
Sm		23			
Eu		3,09			
Gd					
Tb		4,2			
Dy					
Yb		9,2			
Lu		1,1			
K ₂ O	4,11	4,85	2,94	3,25	4,29
SiO ₂	67,90	69,56	66,86	70,62	71,76

1 — трахит, о-в Гваделупа [9]; 2 — риолит, о-в Буве [20]; 3 — трахит, Галапагосские острова [21]; 4 — трахириодацит, Галапагосские острова [21]; 5 — риодацит, Канарские острова [7]; 6 — риолит, Канарские острова [7]; 7 — риолит, Азорские

ческих островов, является фракционная кристаллизация базальтовой магмы. На островах, базальтовая по составу кора которых обладает повышенной мощностью по сравнению с типично океанической, имеются весьма благоприятные условия для возникновения и длительного существования магматических очагов, где происходит кристаллизационная диф-

	6	7	8	9	10	11	12
	35	103,4	66	92	110	86	141
		0,908			3,3		
	324	12,0	100	41	120	33	5,24
	1162	576,0	945	520	840	302	
	688		620	1400	160	962	1164
			53	101	5,6	121	207
			2,7	4,1	2,5	4,2	
		10,2	6,5	16,1	11,3	10,8	
					16		
		0,4	5,3	4,0			
		1,9	10,3	7,4	1,2		
	14		9,1	7,4		3,7	
			24	10	8,5		
		3,1	7,7		4,7		
	18		21	5,7	6	4,7	
	26		130	137		242	
			7,7	10,3	18		
		25,8			4,5		
	130		99	140	25	157	99,7
	113	112,7			26		83,7
		255,4	126,5	225,67	44	189	189,3
		104,1	65,54	105,81	20,8		85,8
		23,4	15,61	23,32	5,5		18,8
		4,0	2,53	1,61	1,1		1,17
			14,81	19,48	5,0		16,8
		3,5			1,0		3,32
		15,6	16,59	24,46	5,5		
		7,8	10,06	10,59	3,4		12,46
		1,16					1,45
	2,04	4,60			3,28	3,84	4,64
	74,81	67,03			74,65	72,5	72,79

острова [32]; 8 — низкощелочной риолит, Исландия [3, 25]; 9 — щелочной риолит, Исландия [3, 25]; 10 — риолит, Таупо (Новая Зеландия) [27]; 11 — риолит, о-в Пасхи [8, 4]; 12 — комендит, о-в Вознесения [18]; сохранены авторские названия пород.

ференциация. Спокойная тектоническая обстановка способствует полному протеканию фракционной кристаллизации исходных базальтовых магм с образованием остаточных расплавов кислого состава.

В последнее десятилетие с развитием техники микрозондового анализа появилась возможность для построения количественных моделей фрак-

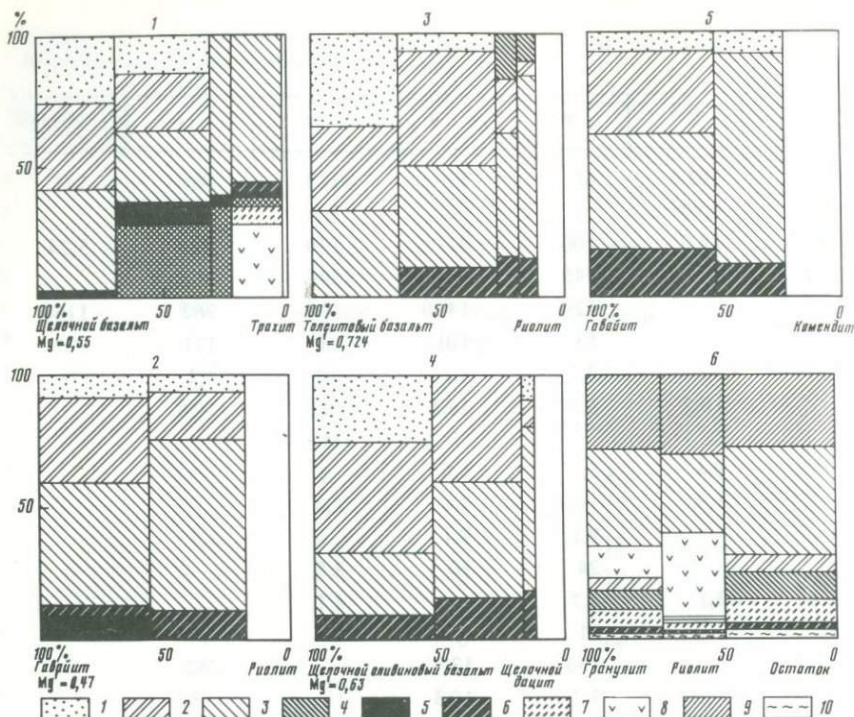


Рис. 4. Схематическое изображение моделей образования кислых пород островов: 1 - Гваделупа [9]; 2 - Буве [20]; 3, 4 - Исландия [6]: 3 - толеитовая серия, 4 - щелочная серия; 5 - о-в Вознесения [18]; 6 - палингенного риолита Таупо [27]. Квадрат условно изображает объем исходного расплава, количество вертикальных полос - выделенные стадии дифференциации, по вертикали отложено относительное количество минеральных фаз в кристаллическом осадке, последний столбец соответствует количеству остаточного расплава; 1 - *Ol*; 2 - *Crx*; 3 - *Pl*; 4 - *Opx*; 5 - *Hm*; 6 - *Mt*; 7 - *Bi*; 8 - *Or*; 9 - *Q*; 10 - *Cord* + *Ap*

ционирования. Такие расчеты обычно проводятся методом наименьших квадратов по программе, впервые предложенной в работе Т. Райта и П. Доерти [33]. Модели фракционной кристаллизации базальтовых магм и образования остаточных расплавов кислого состава были рассчитаны различными авторами для Исландии [3, 6], островов Буве [20], Вознесения [18], Гваделупа [9] и др. Схематически эти модели показаны на рис. 4. Каждый квадрат условно изображает объем исходного расплава, количество вертикальных полос - выделенные стадии дифференциации, по вертикали отложено относительное количество минеральных фаз в кристаллическом осадке, и последний столбец (его ширина) соответствует количеству остаточного расплава.

Как видно из рисунка, модели имеют ряд сходных черт, но они также и различаются. Исходные расплавы для каждой из пяти серий представлены либо недифференцированными, либо слабо дифференцированными мантийными выплавками. Количественным выражением "примитивности" первичных магм может быть величина $Mg' = MgO / (MgO + 0,9 FeO^*)$. Для описанных серий значение Mg' колеблется от 0,724 (для толеитовой

серии Исландии) до 0,47 (о-в Буве). Исландские толеитовые базальты представляют собой наиболее примитивные мантийные выплавки в рассматриваемых примерах. Относительно недифференцированным можно считать также щелочной оливиновый базальт Исландии ($Mg' = 0,63$). Остальные исходные расплавы (острова Гваделупа, Вознесения, Буве) представлены базальтовыми магмами, претерпевшими ту или иную степень дифференциации. Количество остаточного расплава колеблется в различных сериях от 2 до 22%. Изменяются также состав и соотношение фракционирующих фаз. Интенсивное накопление кремнезема в расплаве возможно двумя способами: 1) в водонасыщенных условиях за счет фракционирования амфибола; 2) в "сухих" условиях за счет кристаллизации и удаления титаномагнетита. Амфиболовое фракционирование описано в модели для о-ва Гваделупа [9]. В дифференцированных сериях Исландии, островов Буве и Вознесения при образовании кислых остаточных расплавов большую роль играет фракционирование титаномагнетита. В щелочных сериях титаномагнетит кристаллизуется во вкрапленниках исходных базальтовых магм, в толеитовых (например, Исландия) — магнетит появляется на ликвидусе позднее, что свидетельствует о смене окислительно-восстановительных условий — об увеличении парциального давления кислорода в процессе эволюции исходных магм. В щелочных сериях большую роль играет полевошпатовое фракционирование, например в серии о-ва Вознесения.

Особый петрологический интерес представляют щелочные серии, в которых наблюдается переход от нефелин-нормативных к кварц-нормативным породам, т.е. из резко недосыщенной к пересыщенной кремнеземом области составов нормативного тетраэдра $Di-Ol-Ne-Q$. Такой переход был рассчитан в моделях образования кислых пород для о-ва Гран-Канария [1], Исландии [6] и др. Он осуществляется в условиях повышенной активности кислорода и (или) при высоком давлении воды в расплаве. От режима летучих компонентов, по-видимому, зависит также, пойдет ли дифференциация исходных щелочно-базальтовых магм в направлении к фonoлитовой (накопление щелочей со слабым обогащением кремнеземом) или к риолитовой эвтектике (интенсивное накопление кремнезема в остаточном расплаве).

На общей схеме (см. рис. 4) для сравнения приведена также модель образования риолита Таупо [27] — наиболее хорошо изученного объекта палингенных риолитов. Первый столбец отражает пропорции минеральных фаз кристаллического основания (гранулитового состава), второй — соотношение фаз в расплаве и третий — пропорции минеральных фаз в остатке после 35%-го плавления. Для объяснения происхождения риолита Таупо в [27] рассчитаны несколько моделей: 88%-я фракционная кристаллизация высокоглиноземистого базальта; 57%-е фракционирование пироксен-плаггиоклазового андезита и частичное плавление гранулита, по валовому составу близкого к составу Западного основания (андезиту). Только последняя из трех моделей обеспечивает удовлетворительное соответствие с наблюдаемым составом риолита по R3Э, рубидию, барию и хром-ванадиевому отношению.

Различные механизмы образования кислых пород океанических островов и риолита Таупо отражаются и на распределении R3Э. На рис. 5 графи-

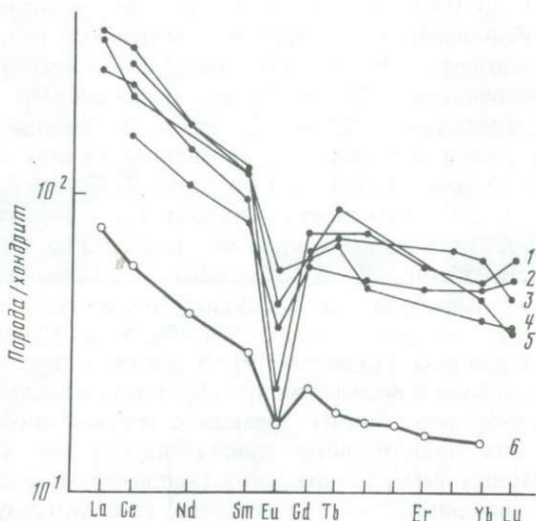


Рис. 5. Нормализованные к хондритам по [19, 22] содержания РЗЭ в кислых породах океана

1 — Исландия (щелочной риолит); 2 — Исландия (низкощелочной риолит) [25]; 3 — о-в Вознесения [18]; 4 — Азорские острова, серия Терсейра [31]; 5 — о-в Буве [20]; 6 — зона Таупо [16, 17, 27]

чески показаны нормализованные к хондритам [19, 22] содержания РЗЭ в кислых породах. Во всех породах присутствует европиевый минимум, причем его величина больше для щелочных серий, чем для толеитовых, так как в них отчетливее проявлено плагиоклазовое фракционирование. Все риолиты обогащены легкими РЗЭ. Содержание РЗЭ в риолите Таупо ниже, чем в кислых породах океанических островов.

Отличия в наблюдаемых содержаниях редких элементов в кислых породах островов (остаточных расплавах базальтовой магмы) и палингенном риолите Таупо (гранитной эвтектике) объясняются с помощью коэффициентов распределения кристалл-расплав и моделей образования этих пород (см. рис. 4). Как отмечалось выше, кислые породы — производные базальтоидных расплавов отличаются от палингенных повышенным содержанием циркония, ниобия, иттрия, гафния и РЗЭ (см. табл. 2, рис. 2). Породообразующими минералами, концентрирующими эти элементы, являются апатит (концентратор РЗЭ), биотит (Zr, легкие РЗЭ), амфибол (Zr, Nb, тяжелые РЗЭ), титаномагнетит (Nb, Zr, легкие РЗЭ) и клинопироксен (РЗЭ). Как следует из расчетов Ф. Рейда [27], перечисленные минералы входят в расплав в весьма ограниченном количестве (1–3%), существенно обогащая тугоплавкий остаток, в котором их сумма превышает 30%. Этим, вероятно, объясняется обеднение палингенного риолита редкими магматофильными элементами. В процессах фракционной кристаллизации базальтовых магм магматофильные элементы (Zr, Nb, Hf, Y, РЗЭ), как правило, накапливаются в остаточном расплаве, поскольку участие аксессуарных и темноцветных минералов на заключительных стадиях фракционирования незначительно и перекрывается плагиоклазовым эффектом. Чаще всего "отбазальтовые" риолиты кристаллизуются

из относительно "сухих" расплавов и такие фазы, как амфибол и биотит, не участвуют в процессах фракционирования. Особенности фракционной кристаллизации объясняются также широкими спектрами стронция и бария, хрома и ванадия на графике нормализованных содержаний редких элементов (см. рис. 3): содержания стронция и бария зависят от количества и состава плагиоклаза в кристаллических осадках отдельных серий, а хрома и ванадия — от состава и количества титаномагнетита.

Кислые породы океанических островов образуются в ходе эволюции мантийных базальтовых магм за счет процессов фракционной кристаллизации.

Исходные базальтовые магмы варьируют по составу от толеитовых до щелочных оливиновых базальтов. Остаточные расплавы кислого состава также различаются по щелочности — от низкощелочных риолитов до комендитов-пантеллеритов. Отдельные серии заканчиваются кислыми трахитами.

Интенсивное обогащение остаточных расплавов кремнеземом осуществляется двумя путями: за счет отделения амфибола из водонасыщенных расплавов и в "сухих" условиях при фракционировании титаномагнетита.

Кислые породы океанических островов отличаются от палингенных риолитов более высоким содержанием Zr, Nb, Hf, Y и PЗЭ. Палингенный риолит Таупо ближе по составу к среднему граниту, чем кислые породы — продукты фракционной кристаллизации базальтовых магм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Когарко Л.И., Поляков А.И. и др. Дифференциация базальтоидных расплавов и формирование серий вулканических пород островов Южной Атлантики. — Геохимия, 1979, № 9, с. 1587–1600.
2. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555–571.
3. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия и петрология магматических пород Исландии. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. М.: Наука, 1978, с. 5–162.
4. Кренделев Ф.П. Остров Пасхи: Геология и проблемы. Новосибирск: Наука, 1976. 95 с.
5. Кузьмин М.И., Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Батырмурзаев А.С. Риолиты Западно-Австралийского хребта (Индийский океан), — ДАН СССР, 1983, 269, № 4, с. 900–904.
6. Поляков А.И., Муравьева Н.С. Дифференцированные риолит-базальтовые серии Исландии и происхождение кислых эффузивов: модель фракционной кристаллизации. — Геохимия, 1981, № 9, с. 1362–1379.
7. Arana V., Ibarola E. Rhyolitic pumice in the basaltic pyroclasts from the 1971 eruption of Tenequia volcano, Canary Islands. — Lithos, 1973, 6, N 31, p. 273–278.
8. Baker P.E., Buckley F., Holland J.G. Petrology and geochemistry of Easter Island. — Contrib. Miner. and Petrol., 1974, 44, p. 85–100.
9. Batiza R. Petrology and chemistry of Guadelupe Island: An alkalic seamount on a fossil ridge rest. — Geology, 1977, 5, N 12, p. 760–764.
10. Bauer G.R., Fodor R.V., Husler J.W., Keil K. Contribution to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. — Contrib. Miner. and Petrol., 1973, 40, N 3, p. 183–194.
11. Brousse R., Bizouard H., Metrich K. Fayal dans le Pacifique: Deux series faiblement alcalines evoluant sous conditions anhydres. — Bull. Volcanol., 1981, 44, N 3, p. 393–410.
12. Byerly G.R. The nature of differentiation trends in some volcanic rocks from the Galapagos spreading centre. — J. Geophys. Res., 1980, 85, N B7, p. 3797.

13. *Byerly G.R., Melson W.G., Vogt P.R.* Rhyodacites, andesites, ferro-basalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, 30, p. 215–221.
14. *Coleman R.G., Peterman Z.E.* Oceanic plagiogranite. – *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, N 8, p. 1099–1108.
15. *Dixon-Spulber S., Rutherford M.J.* The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: An experimental study. – *J. Petrol.*, 1983, 24, N 1, p. 1983.
16. *Ewart A.* A review of the mineralogy and chemistry of tertiary-recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. – In: *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam: Elsevier, 1979, p. 13–121.
17. *Ewart A., Taylor S.R., Capp A.C.* Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand. – *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1968, 18, N 1, p. 76–104.
18. *Harris C.* The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island. – *J. Petrol.*, 1983, 24, N 4, p. 424–470.
19. *Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A.* Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. – In: *Origin and distribution of the elements*/Ed. L.H. Ahrens. N.Y., 1968, p. 688–912.
20. *Le Roex A.P., Erlank A.J.* Quantitative evaluation of fractional crystallization in Bouvet Island lavas. – *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1982, 13, p. 309–338.
21. *MacBirney A.K., Williams H.* Geology and petrology of the Galapagos Islands. – *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1969, N 118, p. 1–197.
22. *Masuda A., Nakamura N., Tanaka T.* Fine structure of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, 37, p. 239–248.
23. *Mitchel-Thome R.C.* Geology of the South Atlantic Islands, Berlin; Stuttgart, 1970. 355 p.
24. *Nativel P., Joron J.-J., Treuil M.* Etude petrographique des volcans de la Reunion. – *Bull. Soc. géol. France*, 1979, 21, N 4, p. 427–440.
25. *O'Nions R.K., Grönvold K.* Petrogenetic relationships of acid and basic rocks in Iceland: Sr-isotopes and rare-earth elements in late and postglacial volcanics. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, 19, p. 397–409.
26. *O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evenson A.M.* Variation in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in ocean basalts. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, 34, N 1, p. 13–22.
27. *Reid F.* Origin of the rhyolitic rocks of the Taypo volcanic zone, New Zealand. – *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1983, 15, N 4, p. 338–350.
28. *Rison W., Craig H.* Helium 3: Coming of age in Samoa. – *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1982, 63, N 45, p. 1144–1151.
29. *Self S., Gunn B.M.* Petrology, volume and age relations of alkaline and saturated peralkaline volcanics from Terceira, Azores. – *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1976, 54, p. 293–313.
30. *Sun S.S.* Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. – *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1980, 297, N 1431, p. 409–445.
31. *Watkins N.D., Gunn B.M., Nougier J., Baksi A.K.* Kerguelen: Continental fragment of oceanic island? – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, 85, N 2, p. 201–212.
32. *White W.M., Tapia M.D.M., Schilling J.-G.* The petrology and geochemistry of the Azores Islands. – *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, 69, N 3, p. 201–213.
33. *Wright T.L., Doherty P.C.* A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, 81, N 7, p. 1995–2008.
34. *Wright T.L., Peck D.L.* Crystallization and differentiation of the Alae magma, Alae lava lake, Hawaii. – *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1978, 935-C, p. 1–20.

ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И АССИМИЛЯЦИИ

При изучении магматизма океанов и континентов и разработке конкретных петрогенетических моделей становления различных магматических ассоциаций, прежде всего базальт-андезит-риолитовых и габбро-гранитоидных, важное значение имеет оценка роли процессов дифференциации и ассимиляции. Значение этих процессов в формировании магматических образований океанического дна и континентов различно ввиду отличий в их строении, в первую очередь наличия "гранитно-метаморфического" слоя на континентах. Поэтому для расшифровки процессов петрогенезиса вообще и для правильного понимания различий между магматическими образованиями океанов и континентов необходимы надежные критерии, позволяющие оценить роль процессов дифференциации и глубинной ассимиляции. В настоящее время с этой целью обычно используются различные геохимические и минералогические критерии, которые, однако, не всегда однозначны.

В последние годы большое распространение получил изотопно-геохимический подход к решению петрологических задач, который позволил, в частности, выявить существенную роль процессов ассимиляции кислого материала, иногда в совокупности с кристаллизационной дифференциацией, в петрогенезисе как интрузивных, так и эффузивных образований [1-7 и др.].

Нами проведено исследование с целью выявления возможностей использования данных изотопно-кислородной геохимии для решения отмеченных задач. Наличие корреляции между изотопным составом кислорода и генетическими типами пород (магматическими, осадочными, метаморфическими), а также их изотопным и химическим составами позволяет использовать изотопно-кислородные данные для получения информации об источнике вещества и породообразующих процессах. Преимуществом изотопно-кислородного метода является относительная простота интерпретации данных и возможность получения количественных оценок, что во многих случаях исключает альтернативные решения.

Установлено, что в породах и некоторых минералах Южно-Калифорнийского батолита [8, 20], Сусамырского массива, Кохбского и Банушского интрузивов (см. таблицу) изотопный состав кислорода утяжеляется от ранних, более основных фаз к поздним — кислым. Обычно такое распределение считается результатом кристаллизационной дифференциации [8, 11 и др.] и объясняется механизмом фракционирования между расплавом и кристаллами [8]: поскольку мафические минералы имеют более легкий изотопный состав, чем салические, то их кристаллизация на ранних стадиях приводит к увеличению относительного количества тяжелого изотопа кислорода в расплаве, что, в свою очередь, обуславливает утяжеление изотопного состава минералов и пород, кристаллизующихся позднее. Однако с таким представлением нельзя полностью согласиться. В результате кристаллизации мафических минералов в расплаве

действительно увеличится относительное количество изотопно-тяжелых компонентов и, следовательно, произойдет утяжеление изотопного состава как расплава в целом, так и пород последующих фаз, однако изменение изотопного состава компонентов расплава не будет иметь места. Иначе говоря, механизм фракционирования можно объяснить изотопные вариации только пород. Одновременно следует учесть, что величина фракционирования в системе кристалл—расплав значительна, а распределение изотопов кислорода в минералах таково, что независимо от механизма формирования в генетически связанных сериях отношение $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ для пород основного состава всегда будет больше, чем для кислых. Изменение изотопного состава компонентов расплава, без поступления кислорода извне, возможно лишь путем перераспределения изотопов кислорода между ними, т.е. в результате изменения коэффициента фракционирования, зависящего только от температуры. Если предположить, что вариации отношения $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ минералов обусловлены перераспределением изотопов между компонентами расплава в результате понижения температуры, то увеличение содержания ^{18}O в одних минералах должно сопровождаться уменьшением его количества в других. При понижении температуры кварц должен обогащаться ^{18}O , а магнетит — обедняться им. Между тем характер распределения изотопов кислорода в кварце и магнетите от ранних фаз к поздним в различных массивах (см. таблицу) не соответствует ожидаемому и не может считаться результатом кристаллизационной дифференциации.

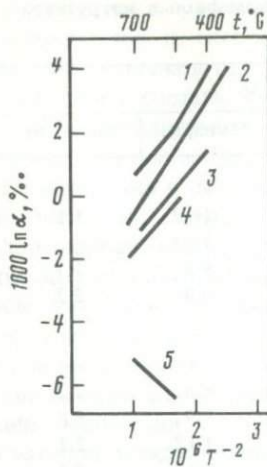
Изотопный состав пород и минералов может изменяться и при контаминации расплава вмещающей средой. При этом независимо от тенденции минералов накапливать тяжелый или легкий изотоп изотопные сдвиги в породах и минералах будут определяться изотопным составом кислорода и количеством контаминирующего материала. Если кислород последнего тяжелее кислорода исходного расплава, то произойдет утяжеление изотопного состава кислорода пород и минералов. В частности, этот вариант может иметь место при ассимиляции кислого материала базитовым расплавом. Влияние вмещающей среды на изотопный состав кислорода интрузивных пород в результате ассимиляции вмещающих пород или изотопного обмена между расплавом и средой установлено на стадии кристаллизации интрузивов [13—15]. Естественно, что на стадии существования магматического очага (при более высоких P и T) возможность ассимиляции вмещающих пород будет более значительной и, следовательно, важной может оказаться и роль среды в формировании вещественного состава пород. При одновременном действии механизмов кристаллизационной дифференциации и глубинной ассимиляции изотопные сдвиги в породах и минералах будут более сложными. Поэтому для оценки роли этих процессов в петрогенезисе необходимо иметь надежные критерии, позволяющие исключить альтернативные решения. С этой целью нами предлагаются изотопно-кислородные критерии, позволяющие однозначно оценить роль процессов ассимиляции и дифференциации.

Экспериментально установленные зависимости фракционирования изотопов кислорода от температуры между минералами и водой представлены на рисунке, составленном по данным ряда исследователей [16—19]. Изотопный состав воды, играющей в системе роль буфера, ввиду ее резкого

Изотопный состав кислорода в породах и минералах полифазных интрузивных массивов

Порода	$\delta^{18}\text{O}$, ‰			
	порода	плаггиоклаз	кварц	магнетит
Южно-Калифорнийский батолит				
Габбро	7,1	7,5	10,2	1,1
Тоналит	8,0	8,5	10,3	—
Гранодиорит	8,9	8,5	9,5	1,7
Лейкократовый гранит	9,2	8,8	9,9	2,2
Сусамырский массив				
Габбро-диорит (I фаза)	7,5	—	—	—
Кварцевый диорит (I фаза)	8,8	—	8,8	2,2
Гранодиорит (II фаза)	8,6	—	8,9	1,5
Биотитовый гранит (II фаза)	9,8	—	10,2	2,1
Лейкократовый гранит (III фаза)	9,7	—	10,4	2,1
Кохбский массив				
Кварцевый диорит (I фаза)	7,1	8,2	6,8	-1,7
Пегматит (II фаза)	8,1	—	7,1	-1,7
Гранит-порфир (II фаза)	8,1	—	7,2	-1,5
Лейкократовый гранит (III фаза)	8,5	8,8	7,5	-1,0
Банушский массив				
Габбро (I фаза)	6,5	7,4	—	-0,4
Диорит (II фаза)	6,7	7,5	—	-0,4
Гранодиорит (II фаза)	8,0	8,4	7,1	0,2
Лейкократовый гранит (III фаза)	9,0	9,2	7,7	2,0

количественного преобладания над другими компонентами (на 2–3 порядка) остается практически постоянным, а изменения величины фракционирования между водой и минералами полностью отражаются в изменениях изотопных составов минералов. Следовательно, представленные кривые фракционирования показывают также изменения изотопных составов минералов с температурой (см. рисунок). При резком изменении химического состава системы изменится также температурная зависимость изотопных составов минералов. В этом легко убедиться, если систему кривых на рисунке, сохраняя из взаимное расположение, развернуть так, чтобы линии отдельных минералов последовательно занимали положение, параллельное оси абсцисс, т.е. система в каждом случае рассматривалась бы по отношению к минералу, который играет роль буфера. Кварц и магнетит, занимающие крайние положения на диаграмме, составляют исключение. Независимо от типа буфера, т.е. химического состава системы, понижение температуры сопровождается повышением количества ^{18}O в кварце и его понижением в магнетите. Поскольку изменения химического состава расплава при петрогенетических процессах менее значительны, чем рассматриваемые изменения составов буферов, то полученные выводы можно с полным основанием использовать в приложении и к



Кривые фракционирования изотопов кислорода в зависимости от температуры в системе минерал-вода

1 — кварц-вода; 2 — щелочной полевой шпат-вода; 3 — мусковит-вода; 4 — анортозит-вода; 5 — магнетит-вода

природным системам. Таким образом, увеличение количества ^{18}O в кварце и его уменьшение в магнетите в ряду пород указывает на процесс кристаллизационной дифференциации. Параллельное увеличение или уменьшение количества ^{18}O в кварце и магнетите является показателем контаминации расплава соответственно изотопно-тяжелым или легким материалом. Поскольку в процессах петрогенезиса возможно действие обоих механизмов, то немаловажное значение имеет оценка величины ожидаемых изменений изотопных составов. При контаминации расплава изотопный эффект будет зависеть от количества и изотопного состава контаминирующего материала. При кристаллизационной дифференциации величина ожидаемых изменений будет зависеть от коэффициентов изотопного фракционирования. Если для природных систем в качестве буфера рассмотреть наиболее преобладающие минералы — полевые шпаты, то можно с достаточной точностью оценить относительные величины изменения изотопного состава кварца и магнетита в результате кристаллизационной дифференциации. При содержании 30% анортита фракционирование полевой шпат — кварц можно представить уравнением

$$\Delta^{18}\text{O} = -0,17 \cdot 10^6 T^{-2} + 1,33 \quad [16, 17],$$

а фракционирование полевой шпат — магнетит — уравнением

$$\Delta^{18}\text{O} = 4,36 \cdot 10^6 T^{-2} \quad [19].$$

Изменение фракционирования, соответствующее определенному изменению температуры (ΔT) для пары полевой шпат — кварц, будет определяться уравнением

$$\Delta(\Delta^{18}\text{O}) = 2 \cdot 0,17 \cdot 10^6 \cdot T^{-3} \Delta T,$$

а для пары полевой шпат — магнетит — уравнением

$$\Delta(\Delta^{18}\text{O}) = -2 \cdot 4,36 \cdot 10^6 \cdot T^{-3} \Delta T.$$

Из уравнений следует, что температурно-зависимые изменения изотопного состава кварца будут в 25 раз меньше аналогичных изменений магнетита. При понижении температуры расплава от 1200 до 700°C фракционирование между кварцем и магнетитом увеличится на $\sim 2,5 \text{ ‰}$. Следовательно, изменение изотопного состава кварца от наиболее ранних пород к поздним не может превышать аналитическую ошибку ($0,1-0,2 \text{ ‰}$) и не может быть обнаружено. В Кохбском и Банушском массивах (см. таблицу) увеличение количества ^{18}O в породе, кварце и магнетите от ранних фаз к поздним указывает на контаминацию исходного расплава тяжелым кислородом. Кристаллизация минералов этих пород в неравно-

весных условиях указывает на то, что тяжелый кислород поступал в расплав не в результате изотопного обмена между расплавом и средой, а путем ассимиляции вмещающих пород [4]. Обычно породы кристаллизуются в близравновесных условиях, но завершённое равновесие встречается редко [20], поэтому ассимилированный материал может частично или полностью сохранить прежний изотопный состав. Этим, по-видимому, объясняются аномальные изотопные составы кварца из габбро и тоналита Южно-Калифорнийского батолита (см. таблицу). Следовательно, эти отклонения не противоречат, а, наоборот, подчеркивают то обстоятельство, что и здесь мы имеем дело с ассимиляцией кислого материала расплавом основного состава. Несколько иная картина наблюдается в Сусамырском массиве (см. таблицу). От ранних фаз к поздним при утяжелении изотопного состава пород и кварца изотопный состав магнетита колеблется около некоторой средней величины. Поскольку изменения изотопных составов пород и кварца должны сопровождаться изменением изотопного состава магнетита, то здесь можно усмотреть суммарный результат действия двух механизмов — ассимиляции и дифференциации. Однако роль дифференциации при этом небольшая, поскольку, как следует из приведенных выше расчетов, изменение изотопного состава магнетита должно быть на порядок больше, чем кварца, а на самом деле этого не наблюдается (см. таблицу).

Предложенные изотопные критерии можно использовать при оценке роли процессов дифференциации и ассимиляции в петрогенезисе как интрузивных, так и эффузивных пород. При этом количество членов изучаемого ряда (интрузивных фаз, разновидностей пород) должно быть достаточным (не менее трех) для установления закономерностей вариаций изотопного состава пород и минералов. В случае отсутствия кварца в одной или нескольких рассматриваемых породах вместо кварца можно использовать полевые шпаты, вводя поправку на различия в химических составах полевых шпатов или рассчитывая равновесные с ними изотопные составы кварца.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аюян М.С., Мелконян Р.Л. К петрологии интрузивных комплексов Алавердского рудного района в свете изотопно-кислородных данных. — *Геохимия*, 1981, № 6, с. 850–863.
2. Донцова Е.И. Основные черты поведения изотопов кислорода в магматическом цикле. — В кн.: Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979, с. 94–103.
3. Донцова Е.И., Гаврилин Р.Д. Изотопный состав кислорода в генетически связанной серии гранитоидов Сусамырского массива. — *Геохимия*, 1974, № 7, с. 1021–1038.
4. Anderson A.T., Clayton R.N., Mayeda T.K. Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks. — *J. Geol.*, 1971, 79, В 6, p. 715–723.
5. Barton M., Salter V.J.M., Nuijssmans J.P.P. Sr isotope and trace element evidence for the role of continental crust in calc-alkaline volcanism on Santorini and Milos, Aegean Sea, Greece. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, 63, N 2, p. 273–282.
6. Brigueu L., Lancelot J.R. Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, 43, p. 385–401.
7. Clayburn J.A.P., Harmon R.S., Pankhurst R.S., Brown J.F. Sr, O and Pb isotope evidence for origin and evolution of Etive igneous complex, Scotland. — *Nature*, 1983, 303, N 5917, p. 492–503.
8. Clayton R.N., Epstein S. The relationship between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting

quartz, carbonate and iron oxides from various geological deposits. — J. Geol., 1958, 66, N 4, p. 352–363.

9. *Deines P.* On the oxygen isotope distribution among mineral triplets in igneous and metamorphic rocks. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, 41, N 12, p. 1709–1723.

10. *Deruelle B., Harmon R.S., Moorbath S.* Combined Sr-O isotope relationship and petrogenesis of Andean volcanics of South America. — Nature, 1983, 302, N 5911, p. 168–179.

11. *Garlick G.D.* Oxygen isotope fractionation in igneous rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, 1, N 4, p. 361–371.

12. *Jacquemin H., Sheppard S.M.F., Vidal P.* Isotopic geochemistry (O, Sr, Pb) of the Golda Luelva and Mboutou anorogenic complexes, North Cameroun: Mantle origin with evidence for crustal contamination. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, 61, N 1, p. 97–113.

13. *James D.E.* A combined O, Sr, Nd and Pb isotopic and trace elements study of crustal contamination in central Andean lavas. I. Local geochemical variations. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, 57, N 1, p. 47–59.

14. *O'Neil J.R., Taylor H.P.* Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, 47, N 1, p. 212–232.

15. *O'Neil J.R., Taylor H.P.* The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. — Amer. Miner., 1967, 52, N 9/10, p. 1414–1431.

16. *Shieh J.N., Taylor H.P.* Oxygen and hydrogen isotope studies of contact metamorphism in the Santa Rosa Range, Nevada and other areas. — Contrib. Miner. and Petrol., 1969, 20, N 4, p. 306–321.

17. *Taylor H.P.* The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, 47, N 2, p. 243–250.

18. *Taylor H.P., Epstein S.* Relationship between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, 73, N 5, p. 461–473.

19. *Taylor H.P., Giannetti B., Turi B.* Oxygen isotope geochemistry of the potassic igneous rocks from the Roccamonfina volcano, Roman comagmatic region, Italy. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, 46, N 1, p. 81–95.

20. *Turi B., Taylor H.P.* An oxygen and hydrogen isotope study of a granodiorite pluton from the Southern California batholith. — Geochim. et cosmochim. acta, 1971, 35, N 4, p. 383–397.

УДК 552.11:552.33.5

Б.Н. ПИСКУНОВ

ВУЛКАНИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ ВОСТОКА АЗИИ — ВАРИАЦИИ СОСТАВА И СВЯЗЬ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ

Общей особенностью геологического строения островных дуг востока Азии является развитие на них однотипных позднекайнозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, залегающих на разнообразных по составу, возрасту и формационной принадлежности доолигоценых породах. Отложения верхнего комплекса сформировались в олигоцен-голоценовое время в стадию развития островодужного поднятия. Подстилающие их породы относятся к образованиям фундамента и представлены на одних дугах ортогеосинклинальным полициклическим комплексом, формировавшимся с докембрия, на других — мел-палеогеновыми геосинклинальными офиолитовыми отложениями [5]. Подоб-

ный характер строения свидетельствует о том, что заложение дуг происходило на гетерогенном основании, отдельные блоки которого вовлекались в процесс новейшей тектонической перестройки и входят в состав их современных структур.

Изучение строения, состава и возраста региональных литолого-стратиграфических комплексов Восточноазиатских дуг показывает, что вулканизм островодужной стадии повсеместно имел длительный пульсационный характер. Фазы его проявления на разных дугах не были строго сопряженными и отличались интенсивностью извержений, доминирующим составом продуктов, фаціальными условиями отложения и сопутствующими тектоническими движениями.

Вулканические породы, входящие в состав сложной и длительно формировавшейся островодужной ассоциации, представлены, по существу, одними и теми же петрографическими разновидностями пород ряда базальт-андезит-риолит, количественное соотношение которых варьирует в различных комплексах. Набор породообразующих минералов в них остается практически постоянным в течение всего периода формирования ассоциации. В качестве экзотических пород встречаются щелочные базальтоиды, не имеющие закономерного положения в эволюционном ряду комплексов дуг.

Продукты вулканизма ассоциации обнаруживают общие петрохимические и геохимические черты, выражающиеся в принадлежности их к тихоокеанскому известково-щелочному магматическому семейству. Общепорядочной особенностью химического состава является высокое содержание глинозема, низкое — двуокиси титана при значительных колебаниях концентраций других породообразующих окислов, в первую очередь кремнезема и щелочей. Геохимический состав характеризуется избытком крупнокатионных литофильных элементов и дефицитом элементов сидерофильной группы [15].

Ширина спектра составов пород островных дуг издавна побуждала исследователей к их упорядочению путем выделения комагматических серий [4, 11, 21, 23, 30–33, 36]. Современные представления по этому вопросу отличаются обилием схем классификации, нередко противоречивых и не имеющих, как правило, количественной основы. Не вдаваясь в их детальное рассмотрение, в качестве примера приведем лишь один факт: "толеиты" по С. Кэю [31] существенно отличаются составом от "толеитов" по П. Якешу [30] и по содержанию щелочей превосходят известково-щелочные и некоторые щелочные породы по схемам других авторов.

Анализ достоинств и недостатков существующих методов позволил предложить построенную на количественной основе универсальную петрохимическую схему классификации серий в параметрах щелочность-кремне-насыщенность (двух главных континуумах составов), в основу которой положено общепринятое в петрологии разделение пород на известковые и щелочные на примере гавайских вулканов.

По значениям параметра серийной принадлежности — "индекса классификации" (ИК) — вся совокупность составов пород дуг разделена на три серии: известковую, известково-щелочную и субщелочную [17, 18]. Однотипные породы каждой серии отличаются по минеральному и химическому составу.

Таблица 1. Средние содержания (в числителе) и дисперсия (в знаменателе) породообразующих окислов в породах Курильской дуги (в мас.%)

Компоненты	Базальты			Андезобазальты		
	I	II	III	I	II	III
SiO ₂	$\frac{57,07}{1,20}$	$\frac{50,66}{1,68}$	$\frac{49,52}{1,51}$	$\frac{55,07}{1,19}$	$\frac{54,99}{1,11}$	$\frac{55,21}{1,12}$
TiO ₂	$\frac{0,73}{0,24}$	$\frac{0,83}{0,32}$	$\frac{0,75}{0,24}$	$\frac{0,70}{0,32}$	$\frac{0,70}{0,26}$	$\frac{0,77}{0,31}$
Al ₂ O ₃	$\frac{18,52}{1,58}$	$\frac{18,65}{2,04}$	$\frac{18,87}{1,30}$	$\frac{10,10}{1,38}$	$\frac{18,32}{1,45}$	$\frac{18,65}{1,10}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{4,68}{1,80}$	$\frac{4,71}{1,91}$	$\frac{4,23}{1,23}$	$\frac{3,97}{1,61}$	$\frac{3,80}{1,43}$	$\frac{3,86}{1,04}$
FeO, MnO	$\frac{6,24}{1,61}$	$\frac{5,89}{1,60}$	$\frac{5,87}{1,10}$	$\frac{5,89}{1,56}$	$\frac{5,18}{1,49}$	$\frac{4,16}{1,04}$
MgO	$\frac{5,38}{1,13}$	$\frac{5,27}{1,52}$	$\frac{5,97}{1,93}$	$\frac{4,24}{1,07}$	$\frac{4,20}{0,97}$	$\frac{4,04}{0,65}$
CaO	$\frac{10,42}{0,90}$	$\frac{10,30}{1,29}$	$\frac{9,85}{1,12}$	$\frac{8,81}{0,94}$	$\frac{8,54}{1,04}$	$\frac{7,98}{0,49}$
Na ₂ O	$\frac{2,25}{0,32}$	$\frac{2,76}{0,53}$	$\frac{3,17}{0,42}$	$\frac{2,63}{0,37}$	$\frac{3,09}{0,43}$	$\frac{3,30}{0,32}$
K ₂ O	$\frac{0,51}{0,25}$	$\frac{0,93}{0,45}$	$\frac{1,77}{0,39}$	$\frac{0,59}{0,38}$	$\frac{1,17}{0,45}$	$\frac{2,02}{0,37}$
ИК	19,6	3,4	-18,8	18,4	1,4	-13,0
Число анализов	65	80	38	85	175	18

Серии: I – известковая; II – известково-щелочная; III – субщелочная.

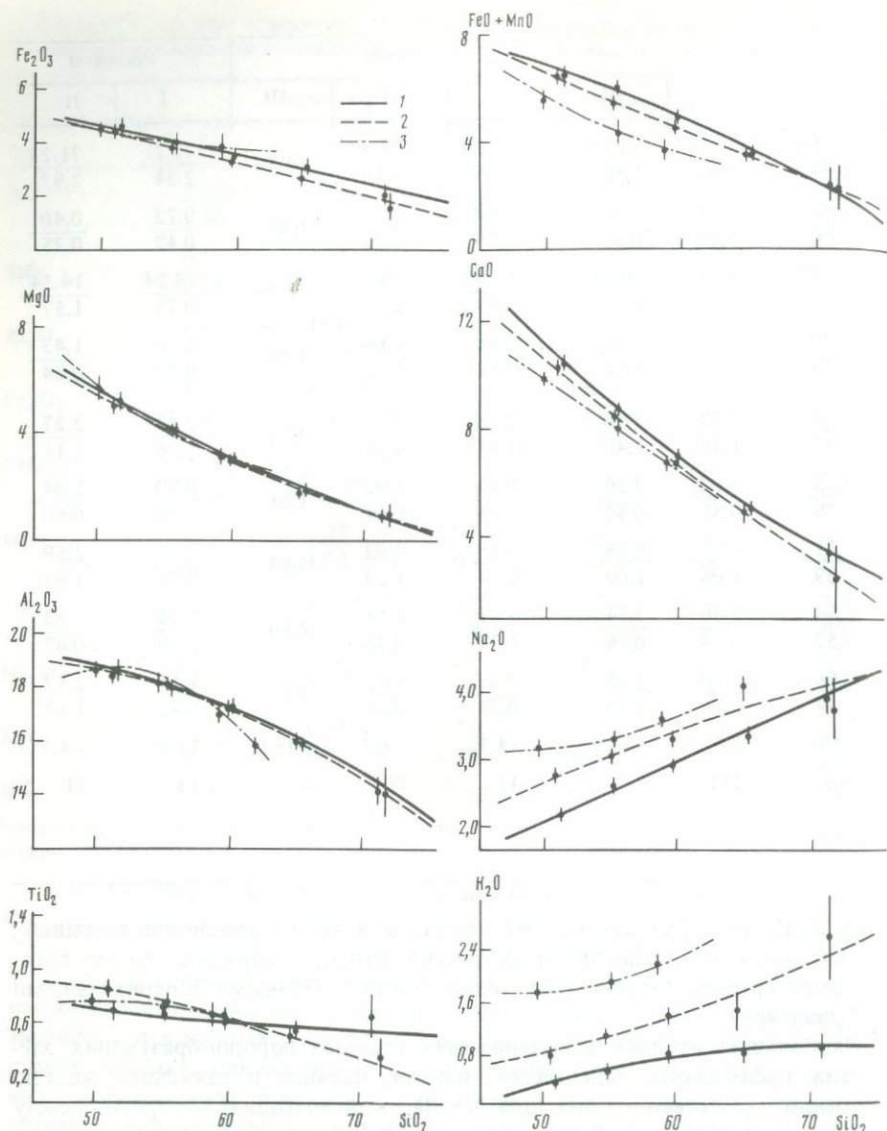
Для субщелочной серии характерно присутствие в базальтах оливина, имеющего котектические отношения с пироксеном, в средних породах – амфибола и в кислых – биотита. В вулканитах известковой серии присутствует пижонит; оливин редок и, как правило, обрастает каймой пироксенов. Моноклинный пироксен в известковой серии чаще представлен авгитом, в субщелочной – диопсид-авгитом и титанавгитом. В последней в качестве самостоятельной фазы проявляется щелочной полевои шпат, а плагиоклаз более обогащен альбитовым компонентом по сравнению с известковой серией, в породах которой нередко присутствует почти чистый анортит. Нормативные составы основных пород субщелочной серии характеризуются недосыщенностью кремнеземом и присутствием небольших количеств нефелина; известковые породы в основном кварц-нормативные. Вулканисты известково-щелочной серии занимают промежуточное положение по составу и в зависимости от значений ИК тяготеют к тому или иному крайнему типу серий.

Химический состав всех типов пород трех серий и соответствующие стандартные отклонения окислов для Курильской дуги приведены в

Андезиты			Дацииты			Риолиты	
I	II	III	I	II	III	I	II
$\frac{59,56}{1,64}$	$\frac{59,59}{1,48}$	$\frac{58,81}{1,56}$	$\frac{65,39}{1,45}$	$\frac{64,39}{1,16}$	65,94	$\frac{71,21}{2,34}$	$\frac{71,23}{2,93}$
$\frac{0,66}{0,26}$	$\frac{0,64}{0,26}$	$\frac{0,66}{0,31}$	$\frac{0,62}{0,29}$	$\frac{0,51}{0,22}$	0,44	$\frac{0,72}{0,42}$	$\frac{0,40}{0,25}$
$\frac{17,37}{1,25}$	$\frac{17,46}{1,20}$	$\frac{19,92}{1,35}$	$\frac{15,91}{0,98}$	$\frac{16,01}{1,38}$	16,16	$\frac{14,24}{0,78}$	$\frac{14,54}{1,57}$
$\frac{3,41}{1,29}$	$\frac{3,32}{1,24}$	$\frac{3,74}{1,66}$	$\frac{3,01}{1,58}$	$\frac{2,66}{1,42}$	1,56	$\frac{1,78}{0,73}$	$\frac{1,43}{0,84}$
$\frac{4,84}{1,32}$	$\frac{4,29}{1,44}$	$\frac{3,90}{1,40}$	$\frac{3,58}{1,53}$	$\frac{3,52}{1,21}$	4,11	$\frac{2,43}{1,26}$	$\frac{2,27}{1,11}$
$\frac{3,15}{0,79}$	$\frac{3,07}{0,81}$	$\frac{3,29}{0,84}$	$\frac{1,87}{0,54}$	$\frac{1,93}{0,61}$	1,61	$\frac{0,90}{0,35}$	$\frac{1,04}{0,60}$
$\frac{7,11}{0,89}$	$\frac{6,83}{1,06}$	$\frac{6,78}{1,09}$	$\frac{5,23}{1,14}$	$\frac{5,02}{1,23}$	3,83	$\frac{3,51}{0,71}$	$\frac{2,59}{1,62}$
$\frac{2,94}{0,52}$	$\frac{3,30}{0,54}$	$\frac{3,74}{0,36}$	$\frac{3,61}{0,72}$	$\frac{4,14}{0,46}$	4,50	$\frac{4,04}{0,69}$	$\frac{3,93}{0,67}$
$\frac{0,96}{0,54}$	$\frac{1,50}{0,54}$	$\frac{2,15}{0,39}$	$\frac{0,86}{0,39}$	$\frac{1,51}{0,74}$	1,87	$\frac{1,17}{0,43}$	$\frac{2,57}{1,17}$
15,7	1,5	-16,9	14,7	-6,3	-16,9	11,9	-4,7
109	211	22	42	50	4	13	11

табл. 1. На рис. 1 составы серий показаны в виде вариационных кривых, рассчитанных по уравнениям регрессий второго порядка, кроме того, нанесены средние составы всех типов пород с 95%-ными доверительными интервалами.

Наибольшие отличия в содержаниях главных породообразующих элементов наблюдаются для калия, натрия, кальция и закисного железа. Особенно существенны они для калия, концентрация которого между сериями меняется в 3–5 раз. Титан, магний и алюминий практически не обнаруживают закономерных отличий содержаний. Степень окисления железа устойчиво увеличивается к субщелочной серии, базальты которой характеризуются также и повышенным содержанием магния. Таким образом, главные вариации составов между породами в направлении от известковой к субщелочной серии выражаются: 1) в росте щелочности (главным образом окиси калия); 2) в увеличении степени окисленности железа; 3) в падении основности (уменьшении содержаний кальция и закисного железа). Аналогичные изменения характерны для составов пород всех Восточноазиатских дуг.



Р и с. 1. Вариационные диаграммы средних составов (базальт, андезит-базальт, андезит, дацит, риолит) четвертичных вулканических пород Курильской дуги по сериям 1 — известковая; 2 — известково-щелочная; 3 — субщелочная; вертикальными линиями показаны 95%-ные доверительные интервалы для средних значений

Анализ линейных корреляций окислов свидетельствует о появлении в субщелочной серии новых связей — сильной отрицательной связи между двух- и трехвалентным железом и положительных сопряженных вариаций содержания натрия и окисного железа. Одновременное появление новых зависимостей в субщелочных породах свидетельствует о влиянии на окисленность в них железа содержания щелочей, в первую очередь

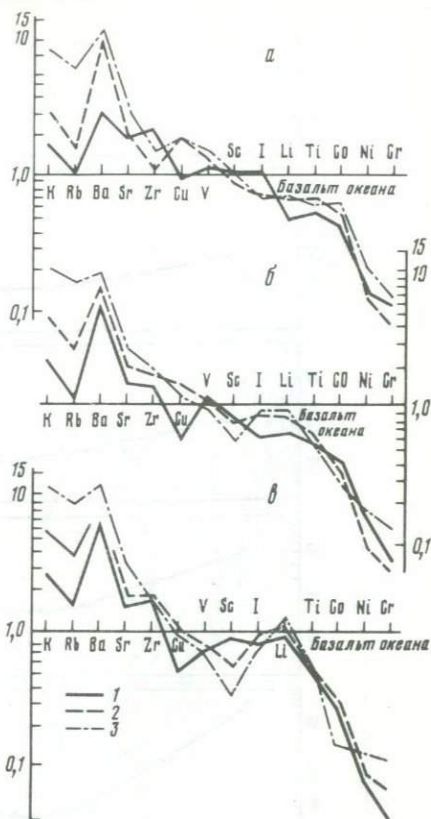
Рис. 2. График нормированных содержаний редких элементов в вулканических породах Курильской дуги

a — базальты; *б* — андезито-базальты; *в* — андезиты; петрохимические серии: 1 — известковая; 2 — известково-щелочная, 3 — субщелочная

натрия, что объясняется процессом флюидно-магматического взаимодействия [14].

Столь же существенные различия серий наблюдаются и по содержанию редких элементов. Анализ распределения редких элементов для Курильской дуги на основе предложенной нами классификации серий был выполнен А.И. Абдурахмановым [1], а для бериллия и фтора — Л.Л. Петровым с соавторами [16]. Приведенные в этих работах данные, дополненные материалами Э.И. Пополитова и О.Н. Волынца [20], для удобства и наглядности представления мы пронормировали по среднему составу базальта океана, приведенному в [35], как наиболее охарактеризованному с геохимической точки зрения (рис. 2). На

рис. 2 видно закономерное увеличение концентраций калия, рубидия, бария и стронция от известковой к известково-щелочной и субщелочной сериям при общем избытке этих элементов по сравнению с базальтом океана. Содержания хрома, никеля, кобальта и титана характеризуются дефицитом по отношению к океаническим породам, но различия их концентраций между сериями выражены не столь четко. Интересно отметить, что увеличение концентрации избыточных элементов первой группы от известковой к субщелочной серии одинаковым образом проявлено в базальтах, андезибазальтах и андезитах, что подтверждает геохимическую преемственность основных и средних пород, отмечаемую исследователями [20]. Поведение РЗЭ в вулканических породах дифференцировано по отношению к их серийной принадлежности. Группа тяжелых лантаноидов содержится в породах всех серий примерно в равных количествах. Общая сумма РЗЭ и концентрация легких лантаноидов обнаруживают отчетливые вариации от известковой к субщелочной серии. Для анализа их распределения нами использованы данные по Курило-Камчатской дуге [3] и по дуге Хонсю [29]. График зависимости их суммарного содержания и степени дифференцированности ряда редких земель от значения ИК пород приведен на рис. 3. Эти данные свидетельствуют о значительном увеличении содержания легких лантаноидов в породах субщелочной серии



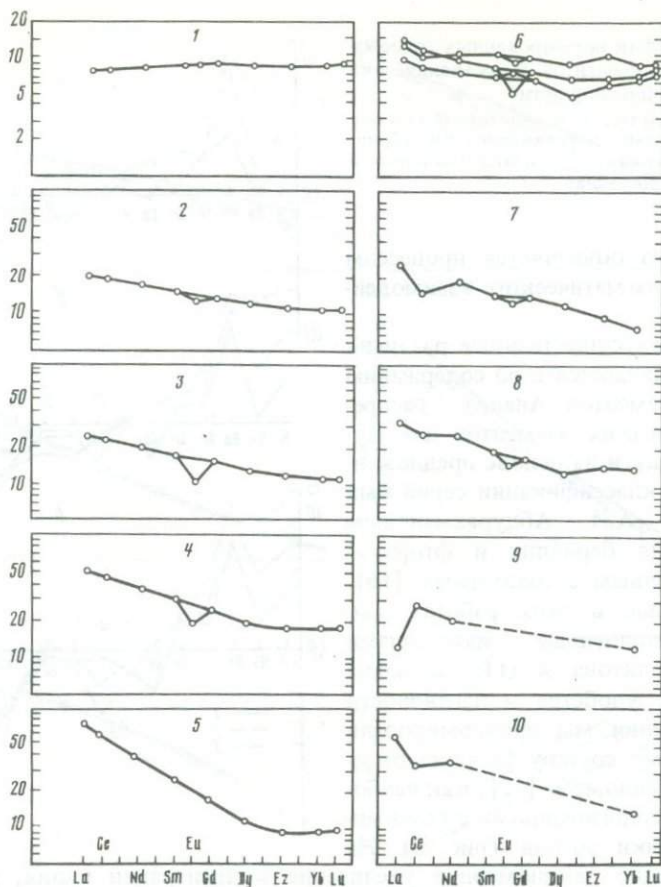


Рис. 3. Зависимость распределения содержаний РЗЭ (нормированных по хондриту) от значений индекса классификации (ИК) и глубины до сейсмофокальной зоны (НФ) для некоторых вулканов дуг Хонсю и Курило-Камчатской

1 — Озоре, НФ-125 км; 2 — Ивате, НФ-135 км; ИК-22; 3 — Якеяма, НФ-145 км, ИК-20,9; 4 — Мориясеяма, НФ-165 км, ИК-3,0; 5 — Кампу, НФ-200 км, ИК-23,9; 6 — Заварицкого, НФ-120 км, ИК-16,1; 7 — Ветровой, НФ-162 км, ИК-8,9; 8 — Эбеко, НФ-168 км, ИК-7,0; 9 — Авачинский, НФ-165 км, ИК-7,4; 10 — Купол, НФ-200 км, ИК-18,6

по сравнению с известковой. Если степень дифференцированности ряда РЗЭ выражать в значениях отношения нормированных концентраций лантана к иттербию, то для известковой серии оно составляет 1–2 ед., для известково-щелочной — 2–4, для субщелочной > 4.

Применение количественного параметра серийной принадлежности пород позволяет перейти к объективной оценке такого важного и дискуссионного вопроса в петрологии островных дуг, как поперечная зональность. С этой целью были рассчитаны средние значения ИК по отдельным вулканам и методом интерполяции и экстраполяции проведены изолинии индекса, отражающие пространственное распределение вулканических серий в структурах островных дуг (рис. 4). Схемы петрохимической

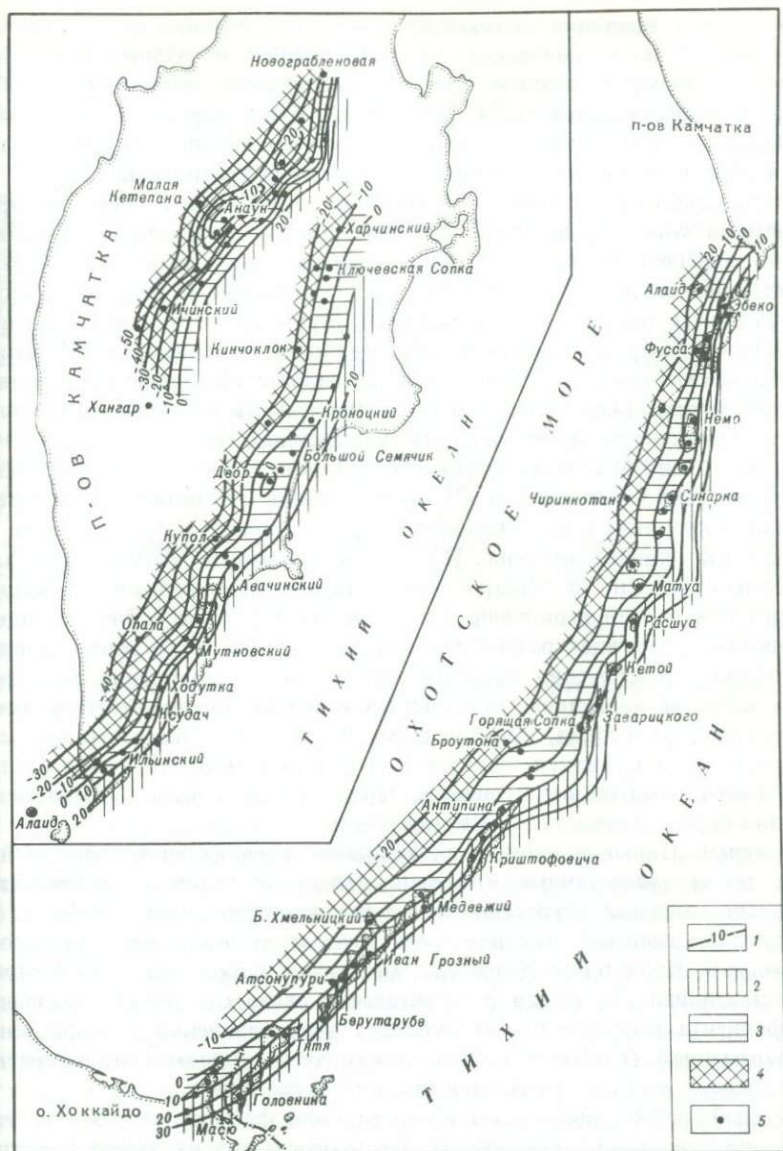


Рис. 4. Схема петрохимической зональности Курило-Камчатской дуги

1 — изолинии индекса классификации и их значения; 2–4 — области распространения пород петрохимических серий: 2 — известковой, 3 — известково-щелочной, 4 — субщелочной; 5 — вулканы

зональности четко отражают главную особенность состава ассоциации — приуроченность известковой серии к фронтальным частям дуг, а субщелочной — к тыловым. При сохранении общих тенденций латеральных вариаций каждая дуга (и отдельные ее звенья) отличается своими особенностями распределения серий — шириной интервала колебаний ИК и градиентом изменения его значений.

Отклонение изолиний индекса от общего простирания свидетельствует об аномалиях петрохимического поля, требующих в каждом конкретном случае специального анализа для петрологической интерпретации. Так, аномалия в центральной части Курильской гряды, вероятнее всего, обусловлена влиянием глубинного разлома, существование которого доказывается многочисленными геолого-геофизическими признаками [22].

Из сопоставления схем петрохимической зональности со схемами строения земной коры дуг востока Азии [24] видно, что изолинии ИК повсеместно занимают секущее положение по отношению ко всем элементам, отражающим мощность коры в целом и слагающих ее отдельных слоев. Независимость поперечных вариаций от структур коры свидетельствует о мантийной природе процессов, обусловивших ее проявление. Из структур верхней мантии в этом отношении исследователей больше всего привлекает сейсмофокальная зона благодаря пространственно-временной сопряженности вулканизма и сейсмичности на островных дугах.

Вопрос о связи состава вулканических пород с глубиной до сейсмофокальных зон, получивший "второе дыхание" с развитием гипотезы плитной тектоники, имеет давнюю историю, однако окончательно не решен до настоящего времени [1]. В данной работе исследование этой проблемы проведено на обширном материале по всем дугам востока Азии. Определения глубин выполнены Ким Чун Уном [19] по единой методике построения поперечных разрезов и снесения на них очагов землетрясений. Для полного исключения влияния кремнезема и упрощения вида формул в качестве характеристики состава взято отношение окиси калия к содержанию кремнезема, уменьшенному на 39%. Этот параметр представляет угловой коэффициент зависимости содержания окиси калия от прироста кремнезема по отношению к перидотиту и отражает скорость насыщения пород калием (калиенасыщенность — K_n).

Исходные данные в виде числа вулканов, средних значений глубин и K_n , а также рассчитанные коэффициенты корреляции и эмпирические уравнения линейной регрессии K_n по глубине приведены в табл. 2. Результаты показывают, что для всех рассматриваемых районов, кроме Центральной Камчатской депрессии, между K_n пород вулканов и глубиной устанавливается тесная положительная связь со средним значением коэффициента корреляции около 0,8. У всех уравнений коэффициенты при переменной (глубине) близки между собой и указывают на среднее повышение K_n на 1 ед. при увеличении глубины на 10 км.

Сводный график зависимости K_n от глубины фокусов очагов землетрясений для всех Восточноазиатских дуг и отдельных их частей представлен на рис. 5. Средние значения K_n вулканов островных дуг расположены в интервале между значениями этого показателя для океанических и окраинно-континентальных вулканических пород. Близкие углы наклона линий связи к оси глубин свидетельствуют о сходном характере мантийных процессов, обуславливающих одинаковый темп роста содержания калия в породах. Субпараллельный "разброс" линий объясняется, вероятно, воздействием неучтенных факторов — различием уровней K_n в исходном веществе, неодинаковой степенью его плавления, продвинутостью процессов коровой ассимиляции.

Приведенные результаты не оставляют сомнения в наличии сильной

Таблица 2. Уравнение связи K_n пород островных дуг востока Азии и их частей с глубиной до сейсмофокальных зон (h)

Дуги и их отрезки	Число вулканов	Средние значения		Уравнение регрессии K_n и h	Коэффициент корреляции
		K_n	h		
Идзу-Бонинская					
юг Фосса Магна	8	4,3	167,9	$-13,5 + 0,104$	<u>0,532</u>
острова Идзу	7	3,7	166,8	$-9,03 + 0,076$	0,828
Хонсю	28	6,5	153,7	$-11,13 + 0,116$	0,887
Курильская					
южное звено	31	5,7	140,7	$-11,14 + 0,12$	0,905
центральное звено	10	5,4	137,9	$-8,65 + 0,102$	0,866
северное звено	20	9,3	162,3	$-13,43 + 0,14$	0,880
Камчатка					
южное звено	13	8,0	155,0	$-12,78 + 0,134$	0,807
Авачинское звено	11	6,9	179,5	$-16,14 + 0,128$	0,890
Кроноцкое звено	9	5,2	163,7	$-10,92 + 0,1$	0,669
Центральная депрессия	5	8,9	178,3	$-5,16 + 0,08$	<u>0,280</u>
Алеутская	16	8,8	122,2	$-4,22 + 0,106$	0,619
Рюкю	7	7,5	115,7	$-3,75 + 0,097$	0,615

Примечание. Подчеркнуты значения коэффициентов корреляции ниже критических при 95%-ном уровне достоверности.

связи между содержанием в лавах некоторых элементов и глубиной зоны очагов землетрясений под вулканами. Однако они не отвечают на главный вопрос: совмещены ли зоны магматообразования и землетрясений. Некоторую ясность в эту проблему может внести сравнительный анализ соотношения состав—глубина между дугами. Наибольшая глубина очагов землетрясений под вулканами характерна для Идзу-Бонинской дуги, наименьшая — для дуг Рюкю и Алеутской (см. рис. 5). В то же время содержание калия в первых находится на более низком уровне по сравнению с последними, что, если исходить из модели совмещения очагов, противоречит основной геохимической концепции, согласно которой увеличение давления (глубин магмообразования) сопровождается ростом щелочности расплавов и смещением отношений родственных элементов в пользу более сильных оснований [15]. Альтернативными вариантами интерпретации поперечной зональности могут служить гипотезы уменьшения степени плавления к тыловым частям дуг, зональный состав верхней мантии, метасоматизированной под действием флюидных потоков с различными кислотно-основными свойствами, и наклонное положение магматических очагов в мантийном клине над зоной землетрясений. Окончательный выбор между ними требует привлечения дополнительных данных.

Кроме поперечных вариаций внимание петрологов привлекали и изменения состава пород вдоль дуг, особенно на участках с резкими градиентами мощности коры, так как решение этого вопроса имеет важное петро-

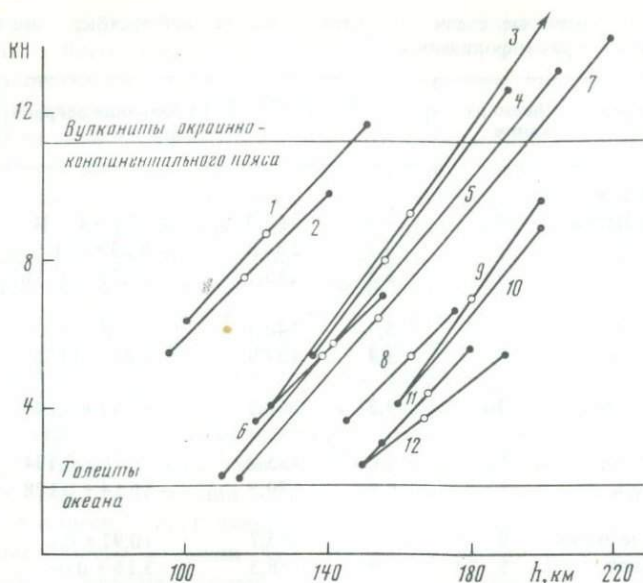


Рис. 5. Соотношение калинасыщенности (Кн) вулканов островных дуг Востока Азии с глубиной до сейсмофокальных зон

1 — Алеутские острова; 2 — Рюкю; 3 — Северные Курилы; 4 — Южная Камчатка; 5 — Южные Курилы; 6 — Центральные Курилы; 7 — Хонсю; 8 — Кроноцкая группа; 9 — Авачинская группа; 10 — Магна; 11 — Фосса; 12 — Идзу

генетическое значение. Одна из распространенных точек зрения связана с гипотезой Г.С. Горшкова [7] о глобальном отсутствии влияния на состав пород верхних оболочек Земли и "сквозькоровом" характере островодужного вулканизма. Противоположного мнения придерживаются Б.П. Золотарев и С.Ф. Соболев [12], доказывающие наличие функциональной зависимости между содержанием в породах щелочей и мощностью консолидированной коры. Нами была предпринята попытка решения вопроса о наличии продольных вариаций с учетом реально наблюдаемых поперечных изменений состава ассоциации. Задача, по существу, сводилась к прослеживанию изменений латеральных вариаций по простиранию дуг, т.е. в продольном направлении. С этой целью были рассчитаны максимальные, минимальные и средние значения K_n вулканов разных участков тихоокеанской системы островных дуг.

На рис. 6 показаны диапазоны изменения K_n и мощности земной коры для дуг юго-западной части Тихого океана и Японских островов. Тонга-Ново-Зеландский регион включен в анализ как классический пример продольных вариаций состава пород, связанных с ассимиляцией или прямым анатексисом вещества коры, что признается почти всеми исследователями и доказывается обширным материалом, включая изотопные соотношения стронция и кислорода [27, 28]. Механизм корового воздействия привлекается и для объяснения генезиса пород нагорья Папуа-Новая Гвинея [34], хотя в данном случае мнения исследователей не столь единодушны.

Из рис. 6 следует, что для всех рассматриваемых районов изменения

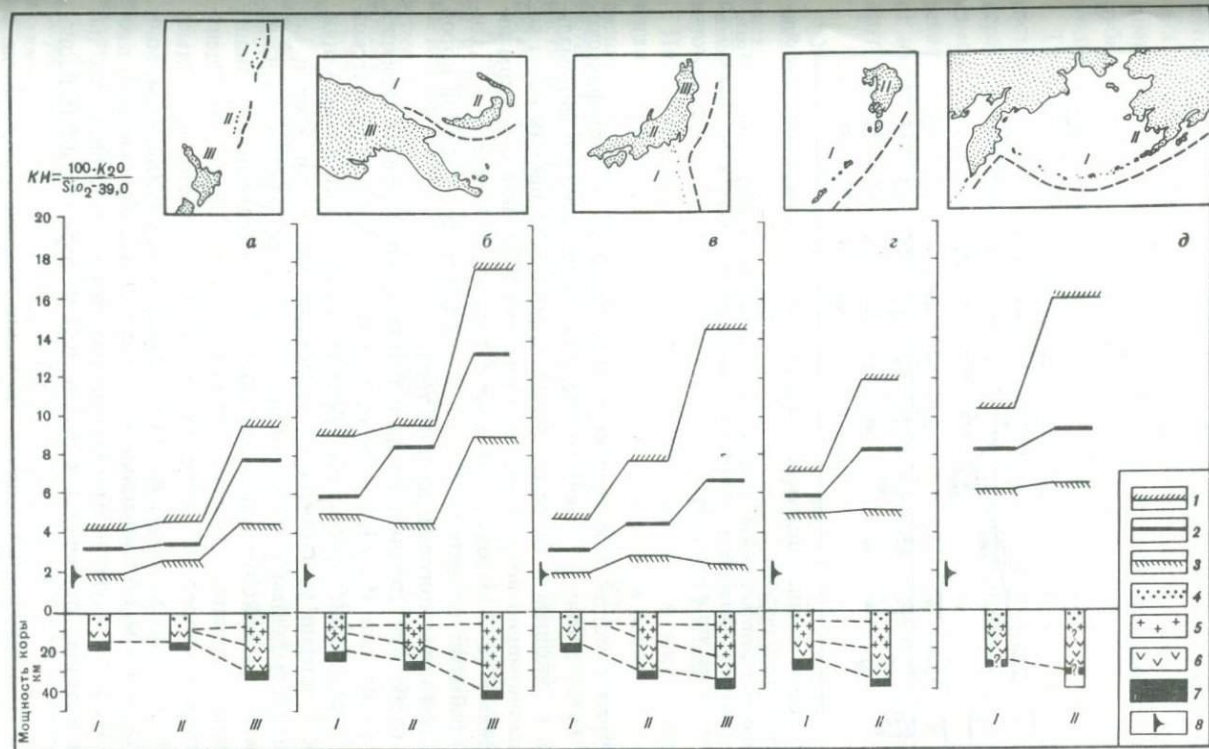


Рис. 6. Соотношение калинасыщенности пород вулканов островных дуг с мощностью земной коры

а: I – Тонга, II – Кермадек, III – Новая Зеландия; *б*: I – Манам-Каркар, II – Новая Британия, III – Папуа-Новая Гвинея; *в*: I – Идзу, II – юг Фосса Магна, III – северо-восток Хонсю; *г*: I – Рюкю, II – Косю; *д*: I – запад Алеутских островов, II – восток Алеутских островов; 1–3 – уровни калинасыщенности вулканов: 1 – максимальный, 2 – средний, 3 – минимальный; 4–6 – слои земной коры: 4 – "вулканогенно-осадочный", 5 – "гранитный", 6 – "базальтовый"; 7 – верхняя мантия; 8 – уровень калинасыщенности базальтов дна Тихого океана

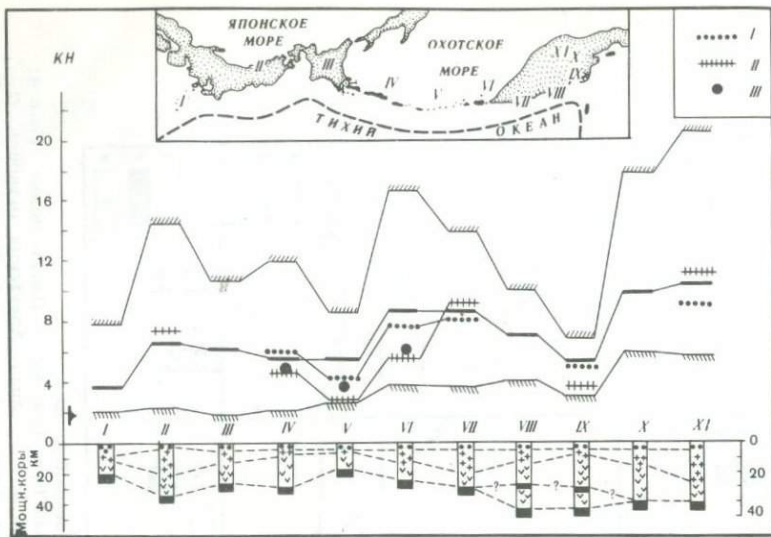


Рис. 7. Соотношение калинасыщенности пород с мощностью земной коры для Японо-Курило-Камчатского региона

I — плиоценовые вулканические породы; *II* — миоценовые интрузивные образования; *III* — ксенолиты интрузивных пород в четвертичных лавах; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 6

Kn коррелируют с мощностью всей коры и ее гранитно-метаморфического слоя. На дугах с тонкой корой (менее 20 км) значения *Kn* минимальны и близки к таковым в толеитах океана. С ростом мощности коры величина *Kn* закономерно возрастает, особенно для вулканов с максимальными значениями (в 2–3 раза). Столь же существенно меняется и различие между крайними пределами *Kn*: от 2–4 ед. для дуг с тонкой корой до 10–12 ед. для коры континентального типа.

На рис. 7 изображен сводный профиль продольно-поперечных вариаций содержания калия для Идзу-Бонинской, Хонсю и Курило-Камчатской дуг. Линии, отражающие уровни *Kn* образуют на нем пики и понижения, совпадающие с зонами увеличения и сокращения мощности земной коры. Как и в предыдущем примере, наиболее четко сопряженность изменений выражена по максимальным значениям *Kn* и общей ширине диапазона поперечных вариаций. Заслуживает внимания тот факт, что "центрально-курильская депрессия" калинасыщенности отражается не только в составах четвертичных пород, но и по плиоценовым вулканитам, миоценовым интрузивным образованиям, что отмечено А.В. Колосковым с соавторами [13], и по ксенолитам интрузивных пород в курильских лавах, составы которых приведены в работе В.И. Федорченко и Р.И. Родионовой [25].

Как видно из приведенных данных, вариации состава, выражаемые в изменениях по простирацию дуг максимального значения *Kn* и общего размаха ее значений, с высокой вероятностью указывают на влияние коры на формирование состава островодужных магм. Чтобы утверждать, что

существует функциональная зависимость состав-мощность коры, нет достаточных оснований, хотя бы из-за недостатка знаний о строении коры, составе ее нижних слоев и неоднозначной интерпретации границы М [6].

Еще более наглядно влияние коры проявляется при сравнении вулканитов островных дуг и окраинно-континентальных поясов, расположенных на зрелой континентальной коре. По данным Г.В. Дитмара с соавторами [9], породы поясов отличаются увеличением содержания калия, рубидия, цезия и торий-уранового отношения в 1,5–2 раза по сравнению с однотипными вулканитами островных дуг.

Таким образом, закономерности пространственного распределения состава ассоциации свидетельствуют о наличии хорошо выраженной поперечной зональности, имеющей глубинную мантийную природу, и об изменении состава по простираанию дуг, коррелируемых с мощностью земной коры. К аналогичному выводу о двух типах вариаций независимо от нас пришла группа исследователей во главе с А.Ф. Грачевым [8] на другом аналитическом материале.

Общеформационные особенности состава пород островодужной ассоциации выражаются в повышенной глиноземистости, пониженной титанистости, широких колебаниях содержания кремнезема и щелочей. Для состава по редким элементам характерен избыток крупнокатионных литофилов и дефицит компонентов сидерофильной группы.

Поперечные вариации состава пород выражены в закономерном увеличении в субщелочной серии, развитой в тыловых зонах дуг, содержания щелочей, крупнокатионных литофилов, легких РЗЭ и в уменьшении качества окиси кальция и закиси железа. Эта зональность не зависит от мощности коры и коррелирует с основной структурой верхней мантии под дугами – сейсмофокальной зоной.

Изменения состава пород вдоль дуг сопряжены с колебаниями мощности и нагляднее всего выражены в изменениях максимального значения калиенасыщенности пород вулканов. Зависимость от мощности коры четко проявляется при сравнении состава вулканитов дуг и окраинных поясов.

Связь состава пород островодужной ассоциации с элементами глубинного и приповерхностного строения указывает на двойственную природу магматических расплавов, которые формировались в результате взаимодействия мантийного анатексиса и коровой ассимиляции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А.И. Петрохимическая зональность четвертичных вулканических пород Большой Курильской гряды: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1982. 19 с.
2. Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун, Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. Соотношение содержаний окиси калия и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны. – В кн.: Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: Владивост. кн. изд-во, 1981, с. 55–77.
3. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.
4. Барг Т.Ф. Теоретическая петрология. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 413 с.
5. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 149 с.

6. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 129 с.
7. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
8. Грачев А.Ф., Карякин Ю.В., Мишин В.И. Зоны Бенъофа и петрохимическая зональность островных дуг и активных материковых окраин. — В кн.: II Всесоюз. съезд океанологов; Тез. докл. Севастополь: Севастопол. кн. изд-во, 1982, с. 118.
9. Литмар Г.В., Максимовский В.А., Синдеев А.С. Некоторые закономерности в пространственном распределении щелочей, урана и тория в вулканических породах Дальнего Востока. — Тр. ВСЕГЕИ, 1979, 190, с. 17–24.
10. Дмитриев Ю.И., Цветков А.А. Магматизм активных окраин океанов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 3, с. 3–18.
11. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 325 с.
12. Золотарев Б.П., Соболев С.Ф. Связь петрохимических особенностей базальтоидов Курильской островной дуги и сопредельных районов с различными типами земной коры. — В кн.: Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей. 1972, с. 171–191.
13. Колосков А.В., Рудц К.Н., Алискеров А.А. Особенности интрузивного магматизма и связанной с ним рудной минерализации Курило-Камчатской островной дуги. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 3, с. 37–52.
14. Коржинский Д.С. Зависимость состава магм от щелочности трансмагматических флюидов. — ДАН СССР, 1977, 235, № 2, с. 454–457.
15. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 245 с.
16. Петров Л.Л., Волынец О.Н., Пампура В.Д., Пополитов Э.И. Распространение бериллия и фтора в четвертичных вулканах Курило-Камчатской островной дуги. — Вулканология и сейсмология, 1982, № 2, с. 12–21.
17. Пискунов Б.Н. Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976, вып. 48, с. 17–33.
18. Пискунов Б.Н. Петрохимические серии вулканических пород и их латеральное распределение в структуре островных дуг. — В кн.: Геодинамика и вулканизм островных дуг Северо-Западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978, с. 60–67.
19. Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Ч.У. Соотношение состав — глубина для вулканов Курильской островной дуги и ее петрологическое значение. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 4, с. 57–68.
20. Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 181 с.
21. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
22. Сергеев К.Ф., Ким Ч.У., Кочергин Е.В. Поперечные глубинные разломы Курильской островной системы. — ДАН СССР, 1982, 264, № 2, с. 412–417.
23. Сигимура А. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 263–271.
24. Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 230 с.
25. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.
26. Arculus R.L., Delong S.E., Kay R.W. et al. The alkalic rock suite of Bogoslof Island, Eastern Aleutian Arc, Alaska. — J. Geol., 1977, 85, N 2, p. 177–186.
27. Cole J.W. Andesites of the Tongariro volcanic centre, North Island, New Zealand. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1978, 3, N 1/2, p. 121–153.
28. Ewart A., Brothers R.N., Mategen A. An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec, N. Zealand arc. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, 2, N 3, p. 205–250.
29. Fujitani T., Masuda A. Light REE inclination and distance from volcanic front: A case of volcanic rocks in North-eastern Japan. — Geochem. J., 1981, 15, N 5, p. 269–281.

30. *Jakes P., White A.J.R.* K/Rb ratios of rocks from island arcs. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, 34, p. 849–856.
31. *Kay S.M., Kay R.W., Citron G.P.* Tectonic controls of tholeiitic and calc-alkaline magmatism in the Aleutian Arc. — *J. Geophys. Res.*, 1982, 87, N B5, p. 4051–4072.
32. *Kuno H.* Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — *Bull. Volcanol.*, 1959, t. 20, p. 1–58.
33. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins. — *Amer. J. Sci.*, 1974, 274, p. 321–355.
34. *Page R.W., Johnson R.W.* Strontium isotope ratios of Quaternary volcanic rocks from Papua New Guinea. — *Lithos*, 1974, 7, N 2, p. 91–100.
35. *Wedepohl K.H.* Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust. — *Naturwissenschaften*, 1981, 68, S. 110–119.
36. *Whitford D., Jezek P.* Origin of late Cenozoic lavas from the Banda Arc, Indonesia: Trace element and Sr isotope evidence. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, 68, p. 141–150.

УДК 557.34:557.348

Г.П. АВДЕЙКО, А.Ю. АНТОНОВ, О.Н. ВОЛЫНЕЦ, Н.Г. ГЛАДКОВ,
Д.З. ЖУРАВЛЕВ, А.А. ЦВЕТКОВ, И.В. ЧЕРНЫШЕВ

ВАРИАЦИИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ СТРОНЦИЯ И НЕОДИМА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВАХ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Проблема генезиса магм островных дуг (ОД) является одной из основных в современной петрологии. Хотя вулканизм ОД изучен довольно хорошо, имеющиеся данные не позволяют пока однозначно решить вопрос о природе островодужных серий вулканических пород. Важным звеном решения этой проблемы является определение закономерных неоднородностей вещественного состава вулканических образований и связи их с параметрами островных дуг, такими, как расстояние от оси глубоководного желоба до фронтальной части вулканической дуги, глубина до сейсмофокального слоя под вулканами, угол наклона этого слоя, мощность консолидированной земной коры и др.

Еще со времен работ Х. Куно [23] хорошо известна поперечная петрохимическая зональность, выражающаяся в увеличении щелочности по направлению от фронта вулканической дуги к ее тыловой части. Для Курильской ОД вопросы такой зональности рассматривались в [5, 8]. Отмечалось, что наряду с поперечной зональностью имеется еще и продольная зональность, правда, выраженная менее отчетливо. Особенно подробно вопросы зональности рассмотрены в [9], где, используя предложенный автором индекс классификации, построена карта изолиний латеральных вариаций состава лав.

Если по петрохимическим характеристикам вулканических пород Курильской ОД, по крайней мере для вулканов, возвышающихся над уровнем моря, имеется богатый материал, то по редким и рассеянным элементам

аналитического материала пока недостаточно. По данным работы [7], лавы разной щелочности отличаются в основном по концентрации K_2O и литофильных редких элементов и идентичны по содержаниям элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V), тогда как в работе [1] существенные отличия установлены и для этой группы элементов. Разные представления во многом были обусловлены почти полным отсутствием геохимических данных по подводным вулканам, расположенным в основном в тыловой части Курильской ОД, которые более щелочные по сравнению с вулканами фронтальной части.

Еще меньше известно о содержании редкоземельных элементов: к настоящему времени опубликованы анализы только восьми проб на полный спектр РЗЭ [2], имеется только одна цифра изотопного состава стронция [15], а данные по изотопии неодима вообще отсутствуют.

С учетом изложенного Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР совместно с Институтом геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР и ИГЕМ АН СССР в рейсах НИС "Вулканолог" проводит в последние годы изучение связи вещественного состава лав четвертичных вулканов Курильской ОД с их положением относительно конкретных структур и дуги в целом. При этом особое внимание уделяется изучению подводных вулканов, приуроченных к тыловой части дуги. К настоящему времени проведено три рейса НИС "Вулканолог" (11-й в 1981 г., 15-й в 1982 г., 17-й в 1983 г.).

Для тыловой части Курильской ОД характерны поперечные вулканические зоны, почти под прямым углом прилегающие к главной вулканической дуге, вернее, к фронтальной ее части (рис. 1). Они представлены в основном цепочками подводных вулканов, часть которых возвышается над уровнем моря в виде островов (Чиринкотан, Броутона, Черные Братья и др.). В качестве основы для получения петрологических данных были выбраны полигоны вкрест простираения структуры дуги (см. рис. 1), которые включали поперечные вулканические зоны в пределах Северных, Центральных и Южных Курил на участках с разной мощностью консолидированной коры, с несколько отличающимися углами наклона сейсмофокального слоя и расстоянием от оси глубоководного желоба до фронта вулканической дуги. При этом различия в геохимической специализации фронтальной и тыловой частей поперечных зон дают возможность проследить особенности поперечной зональности, а сравнение их между собой — выявить особенности продольной зональности.

В рейсах НИС "Вулканолог" проводились комплексные геофизические исследования, включающие эхолотный промер, непрерывное сейсмопрофилирование и гидромагнитную съемку, с учетом которых осуществлялось драгирование подводных вулканов с отбором проб вулканических пород. Для химического и изотопного анализов отбирались наиболее свежие породы из числа тех, которые составляли более 50% объема драги. Это делалось для того, чтобы в максимальной степени исключить влияние перемешивания вулканических пород в результате ледового разноса, обычного для северо-западной части Тихого океана. Для получения сопоставимого материала отбирались также пробы лав наземных вулканов в тыловой и фронтальной частях поперечных зон. К настоящему времени получен материал по геохимии лав вулканов четырех поперечных зон, приуроченных к северной (Маканруши, Чиринкотан) и центральной (Диа-

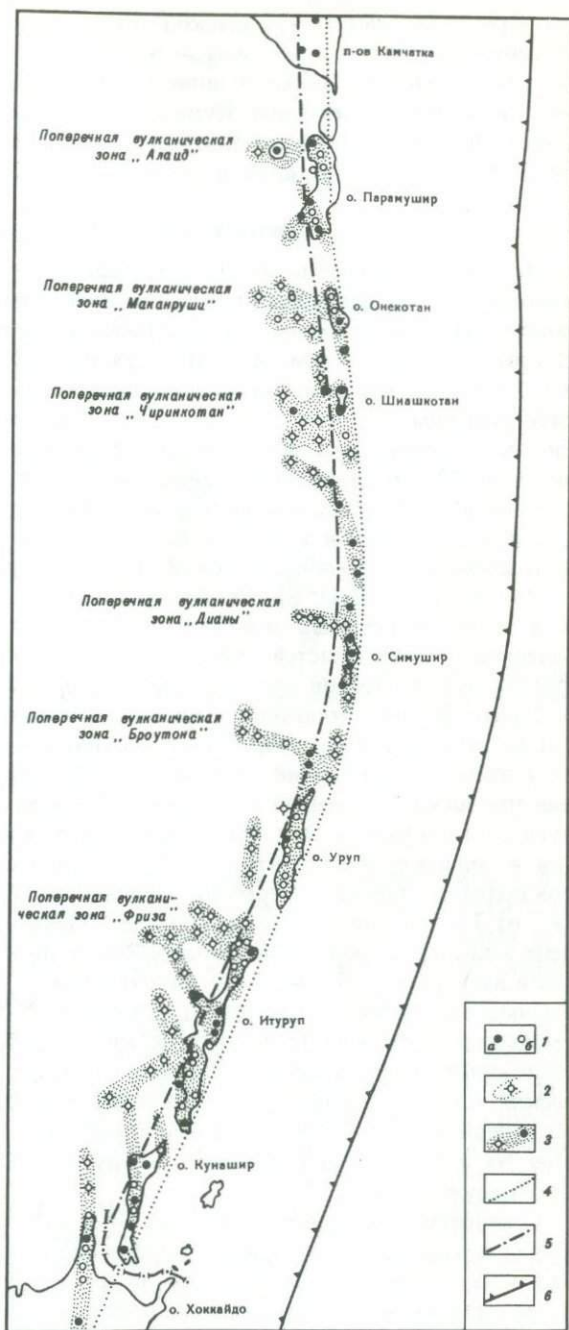


Рис. 1. Схема пространственного расположения четвертичных вулканов Курильской островной дуги

1 — наземные вулканы; а — активные, б — потухшие; 2 — подводные вулканы; 3 — вулканические хребты и цепочки вулканов, включая поперечные вулканические зоны; 4 — фронт вулканической дуги; 5 — условная линия, разделяющая вулканы фронтальной и тыловой частей вулканической дуги; 6 — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба

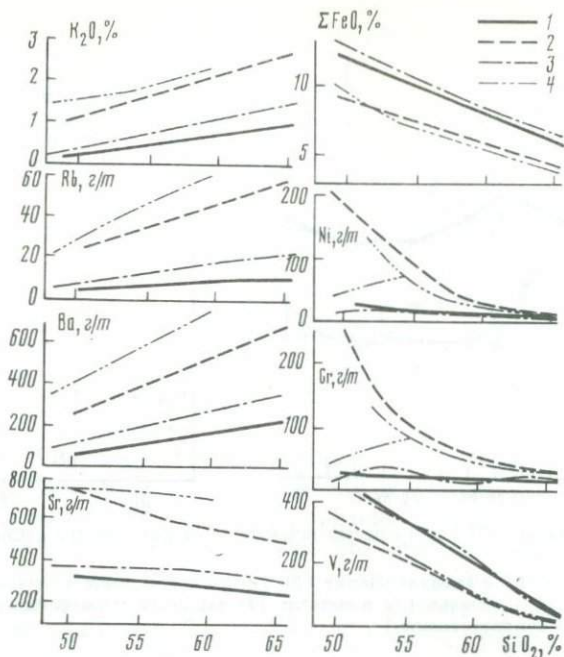
ны, Броутона) частям Курильской ОД (см. рис. 1), а по изотопным соотношениям стронция и неодима — дополнительно еще и по Южным Курилам. Аналитические данные по поперечным зонам Маканруши и Чиринкотан, характеризующие Северные Курилы, близки между собой, так же как и данные по зонам Дианы и Броутона, характеризующие Центральные Курилы, поэтому при обсуждении они соответственно объединены.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

На рис. 2 приведены результаты обработки геохимических данных по некоторым литофильным элементам и элементам группы Fe в лавах поперечных зон Северных и Центральных Курил. Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР. Содержания K, Rb, Li определялись методом пламенной фотометрии, Ba, Sr — рентгено-спектральным методом, Ni, Co, Cr, V — спектральным методом, PЗЭ — химико-спектральным методом по специальной методике. Общее число анализов 221, в том числе 116 анализов для Северных Курил (52 для фронтальной и 64 для тыловой частей) и 105 анализов для Центральных Курил (32 для фронтальной и 73 для тыловой частей). Границы раздела между вулканами фронтальной и тыловой частей даны на рис. 1.

Концентрация K_2O , Rb, Ba, Sr значительно увеличивается в лавах тыловых частей поперечных зон по сравнению с фронтальными. В частности, базальты тыловых частей содержат в 3—4 раза больше K_2O и Ba, чем на фронте вулканической дуги, андезиты — примерно в 2,5 раза и дациты — в 2 раза. Налицо отчетливо выраженная зональность вкрест простирания ОД по этим элементам. При этом от основных пород к кислым уменьшается величина отношений T_{K_2O}/Φ_{K_2O} и T_{Ba}/Φ_{Ba} , где T и Φ — концентрации указанных элементов в тыловой и фронтальной частях вулканической дуги соответственно. Эти отношения являются показателем степени различия в содержании элементов между тыловой и фронтальной зонами, т.е. показателем степени поперечной зональности. T_{Rb}/Φ_{Rb} отношение возрастает от 3 в базальтах до 5 в дацитах, т.е. зональность более отчетливо проявлена в кислых породах. При этом K/Rb отношение в породах фронтальной части варьирует от 500 до 1000, а тыловой части — от 300 до 700 при общем уменьшении от основных пород к кислым. Хотя содержание Sr слегка уменьшается от основных пород к кислым, T_{Sr}/Φ_{Sr} остается примерно постоянным и составляет ~ 2 . Таким образом, во всех четырех вулканических зонах отчетливо проявлена поперечная геохимическая зональность по содержанию K, Rb, Ba, Sr. Необходимо отметить также, что по содержанию Na и Li значимых различий между тыловой и фронтальной частями не обнаружено.

Сравнение содержаний K, Rb, Ba, Sr в лавах Северных и Центральных Курил показывает, что наряду с поперечной наблюдается также и продольная зональность, выраженная как по фронту вулканической дуги, так и по ее тыловой части. Концентрации всех перечисленных элементов в базальтах, андезитах и дацитах на 20—50% выше в поперечных зонах Северных Курил по сравнению с Центральными. И только по содержанию Sr в базальтах тыловой части нет значимых различий между Северными и Центральными Курилами, хотя в более кислых породах они проявлены достаточно отчетливо.



Р и с. 2. Вариационная диаграмма содержаний K_2O , Rb, Ba, Sr и элементов группы Fe относительно SiO_2 в лавах наземных и подводных вулканов Курильской островной дуги

1, 2 — лавы фронтальной (1) и тыловой (2) зоны Центральных Курил (III, IV — см. рис. 1); 3, 4 — лавы фронтальной (3) и тыловой (4) зон Северных Курил (I и II — см. рис. 1)

Поперечная зональность, особенно в базальтах и андезитах, намечается и по концентрации элементов группы железа (см. рис. 2). При этом если концентрации суммарного содержания Fe (в основном за счет FeO) и V выше во фронтальной части Северных и Центральных Курил по сравнению с тыловой, то концентрации Ni и Co, наоборот, выше в тыловой: Ni в базальтах — более чем в 6 раз, в андезитах — примерно в 2 раза. Cr соответственно — более чем в 7 раз и в 2,5 раза. Характерно, что содержания Ni, и Cr в базальтах фронтальной зоны находятся на низком уровне (в среднем меньше 25 г/т) и лишь незначительно уменьшаются в сторону кислых пород (см. рис. 2). В тыловой зоне содержания Ni и Cr резко падают в сторону кислых пород (см. рис. 2). Следует отметить, что в тыловой части Северных Курил выделяются две группы базальтов и андезибазальтов — с высоким и низким содержанием Ni и Cr (см. рис. 2). Это, по-видимому, обусловлено кристаллизационной дифференциацией с удалением из расплава оливина и хромовой шпинели.

Заметных различий в содержании элементов группы Fe между Северными и Центральными Курилами не наблюдается, хотя количество Cr и Ni в лавах тыловой части Центральных Курил несколько выше, чем в соответствующей части Северных Курил. Так что относительно элементов группы железа можно уверенно говорить только о поперечной зональности.

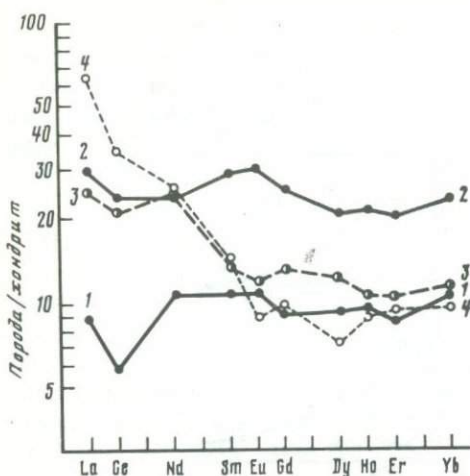


Рис. 3. Распределение РЗЭ в представительных образцах лав площади I, Северные Курилы (см. рис. 1)

1, 2 – базальты (1) и андезито-дацит (2) фронтальной зоны (кальдера Тао-Русыр, о-в Онекотан); 3, 4 – базальт (3) и андезит (4) тыловой зоны (подводные вулканы Авось и Смирнова соответственно)

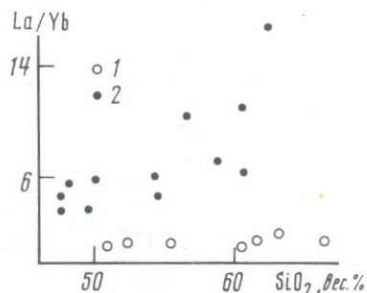


Рис. 4. Диаграмма La-Yb в лавах фронтальной (1) и тыловой (2) зон Северных Курил

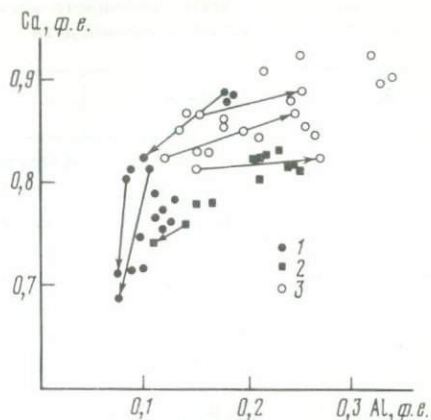
От фронтальных к тыловым частям Курильской ОД изменяется также характер распределения РЗЭ (рис. 3). Для базальтов и андезитов фронтальной части наблюдаются сравнительно пологие тренды, близкие к трендам базальтов срединно-океанических хребтов, но почти без обеднения легкими РЗЭ, характерного для последних. Хотя уровень концентрации РЗЭ в кислых породах выше, чем в базальтах, характер их распределения не изменяется. Профили РЗЭ для лав тыловой зоны характеризуются обогащением легкими элементами, т.е. наклонной ветвью для легких и субгоризонтальной – для тяжелых РЗЭ (см. рис. 3). На рис. 4 отчетливо видна разница в уровне обогащения легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми лав фронтальной и тыловой зон Курильской ОД, а также различная скорость обогащения лав легкими РЗЭ с ростом содержания SiO_2 . Таким образом, поперечная зональность в характере распределения РЗЭ и количестве их в лавах Курильской ОД несомненна. Что же касается продольной зональности, то имеющихся данных пока недостаточно для определенных выводов.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В работах [5, 14 и др.] установлено, что в пределах Курильской ОД двупироксеновые андезиты и дациты фронтальной зоны сменяются в тыловой зоне амфиболсодержащими разновидностями. Наши исследования подтверждают эти наблюдения, а также показывают, что в андезитах и дацитах тыловой зоны наряду с амфиболом встречается и биотит (вулкан Броутона на Центральных Курилах, подводные вулканы Смирнова и Пийпа

Рис. 5. Диаграмма Ca—Al в пироксенах лав фронтальной и тыловой зон Северных и Центральных Курил

1 — фронтальная зона; 2 — промежуточная зона; 3 — тыловая зона; стрелками показано изменение состава от центра к периферии зональных кристаллов



на Северных, подводные вулканы к западу от о-ва Итуруп и др.), а амфибол иногда присутствует и в андезибазальтах. Эти данные могут служить указанием на изменение вкрест простираения дуги степени водонасыщенности магматических расплавов, как это предполагается для Японии, где также наблюдается сходная зональность в распределении ассоциаций темноцветных минералов [26]. Появление биотита в лавах тыловых зон может быть обусловлено большей концентрацией K в расплавах.

Поперечная зональность проявляется не только в смене минеральных ассоциаций лав от фронтальных к тыловым зонам Курильской ОД, но и в изменении состава минералов. Так, вкрапленники клинопироксена в базальтах тыловой зоны Курильской ОД отличаются от таковых фронтальной зоны более высокими концентрациями Ca, Al, Ti, Cr. В зональных кристаллах каймы по сравнению с ядрами в первом случае обогащаются Ca и Al, а во втором наблюдается обратная картина (рис. 5). В целом эволюция пироксенов в базальтах и андезитах фронтальной зоны идет в сторону образования субкальциевых авгитов и пижонитов при одновременном увеличении их железистости (толеитовая тенденция), тогда как в лавах промежуточной и тыловой зон составы пироксенов вкрапленников и микролитов слабо меняются по кальциевости и железистости (известково-щелочная тенденция). Разница в характере эволюции пироксенов лав фронтальной и тыловой зон может быть связана с различной величиной летучести O_2 , меньшей для лав фронтальной зоны (и соответственно с более поздним выделением магнетита).

ИЗОТОПНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Изотопный состав неодима и стронция определяли в ИГЕМ АН СССР на масс-спектрометре МИ-1320 [6, 16]. Точность изотопного анализа около 0,005% для неодима и 0,007% для стронция. Девять параллельных анализов неодима из стандартной горной породы Геологической службы США BCR-1 дали средний результат $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512632 \pm 8$ ($2\sigma_{\text{CP}}$) (нормировано по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$), что хорошо согласуется с данными других лабораторий. Результаты измерения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормированы по стандарту SrCO_3 Eimer and Amend, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70800$. Среднее измеренное значение для этого стандарта составило $0,70808 \pm 2$ ($2\sigma_{\text{CP}}$).

Таблица 1. Результаты изотопного анализа неодиима и стронция в четвертичных вулканах Курильской островной дуги

№ п/п	№ образца	Порода	Зона*
Северные Курилы			
1	8301	Андезит	Ф
2	B11-113/2	Андезибазальт	Ф
3	B11-575	Базальт	Т
4	4/2-81	Андезибазальт	Т
5	B11-506	"	Т
6	B11-72/5	Базальт	Т
7	B11-75/3	Андезибазальт	Т
8	B11-527	Андезит	Т
9	B11-572	"	Т
Средние Курилы			
10	B11-549	Дацит	Ф
11	140-81	Андезибазальт	Ф
12	135-81	Андезит	Ф
13	B15-30/1	"	Т
14	B15-29/1	Андезибазальт	Т
15	B15-25/2	Базальт	Т
16	B15-27/1	Андезибазальт	Т
17	B15-86/1	Базальт	Т
18	B15-307	Андезит	Т
19	B15-327	"	Т
20	B15-40/1	Базальт	Т
Южные Курилы			
21	B15-404	Базальт	Ф
22	107/81	Андезибазальт	Ф
23	40/8-77	Андезит	Ф
24	113/81	Базальт	Т
25	117/81	Андезибазальт	Т
26	36/25-77	Андезит	Т

* Ф - фронтальная, Т - тыловая зона.

(1) - нормировано по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, (2) - рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR), $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} =$

$$= 0,512638, \epsilon_{\text{Nd}} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \cdot 10\,000.$$

Местонахождение	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(1)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2)$
Северные Курилы			
О-в Онекотан, кальдера Немо	0,70318 ± 4	0,513101 ± 20	9,0
Подводный вулкан Ловушки, 48° 23' с.ш., 153° 45' в.д.	0,70326 ± 3	0,513128 ± 28	9,6
Вулкан Алайд	0,70299 ± 3	0,513027 ± 27	7,6
О-в Парамушир, вулкан Чикурачки	0,70315 ± 3	0,513037 ± 27	7,8
Вулкан Маканруши	0,70305 ± 4	0,513037 ± 28	7,8
Подводный вулкан Белянкина, 49° 56' с.ш., 154° 08' в.д.	0,70284 ± 4	0,513035 ± 23	7,7
Подводный вулкан Авось, 49° 43' с.ш., 154° 08' в.д.	0,70297 ± 4	0,513020 ± 19	7,5
Вулкан Чиринкотон	0,70313 ± 4	0,513012 ± 23	7,3
Вулкан Экарма	0,70311 ± 3	0,513086 ± 17	8,7
Средние Курилы			
О-в Янкича, вулкан Ушишир	0,70311 ± 5	0,513104 ± 26	9,1
О-в Симушир, кальдера Заварицкого	0,70304 ± 3	0,513153 ± 18	10,1
О-в Симушир, вулкан Мильна	0,70290 ± 4	0,513046 ± 20	8,0
Подводный вулкан Пегас, 47° 27' с.ш., 151° 53' в.д.	0,70298 ± 4	0,513034 ± 26	7,7
Подводный вулкан Пегас, 47° 24' с.ш., 152° 02' в.д.	0,70309 ± 8	0,513054 ± 16	8,1
Подводный вулкан Лисянского, 47° 21' с.ш., 152° 06' в.д.	0,70316 ± 4	0,512993 ± 8	6,9
Подводный вулкан Лисянского, 47° 16' с.ш., 152° 10' в.д.	0,70306 ± 3	0,513036 ± 17	7,8
Подводный вулкан Вавилова, 46° 52' с.ш., 150° 24' в.д.	0,70325 ± 5	0,513130 ± 20	9,6
Вулкан Броутона	0,70306 ± 5	0,513073 ± 21	8,5
О-в Чирпой, вулкан Черного	0,70319 ± 5	0,513090 ± 24	8,8
Подводная кальдера Горшкова, 46° 22' с.ш., 150° 54' в.д.	0,70287 ± 5	0,513041 ± 24	7,9
Южные Курилы			
О-в Итуруп, вулкан Демон	0,70322 ± 4	0,513066 ± 21	8,4
О-в Итуруп, вулкан Берутарубе	0,70341 ± 4	0,513111 ± 17	9,2
О-в Кунашир, вулкан Головинна	0,70340 ± 5	0,513133 ± 20	9,7
О-в Итуруп, вулкан Атсонпури	0,70316 ± 3	0,512992 ± 19	6,9
О-в Итуруп, вулкан Хмельницкого	0,70293 ± 4	0,513032 ± 25	7,7
О-в Кунашир, вулкан Руруй	0,70323 ± 5	0,513003 ± 19	7,1

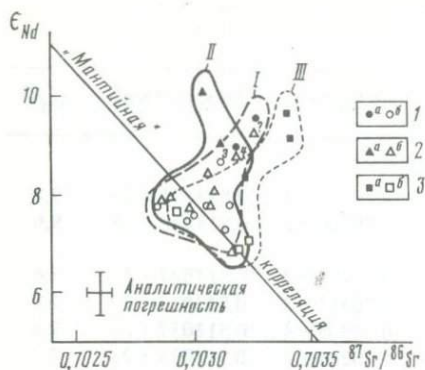


Рис. 6. Диаграмма изотопных отношений Sr и Nd в лавах четвертичных вулканов Курильской островной дуги

I–3 – лавы фронтальной (а) и тыловой (б) зон: I – Северных Курил (I), 2 – Центральных Курил (II), 3 – Южных Курил (III); Э, Ч – вулканы Эксарма и Черный на о-ве Чирпой соответственно, расположенные в промежуточной зоне

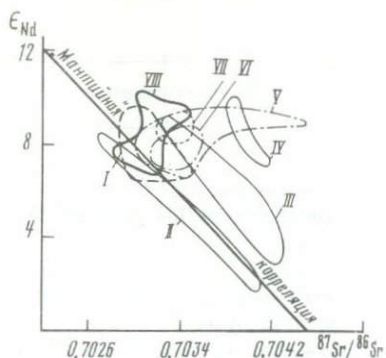


Рис. 7. Изотопные характеристики Nd и Sr в лавах четвертичных вулканов некоторых островных дуг Тихого океана по [17–19, 24, 25]

I – Алеутские острова; II – Северный Хонсю; III – Центральный Хонсю; IV – Южно-Сандвичева островная дуга; V – Марианская островная дуга; VI – Новая Британия; VII – Идзу; VIII – Курильские острова

Данные по изотопному составу Sr и Nd в четвертичных лавах Курильской ОД приведены в табл. 1 и на рис. 6. Изотопные характеристики неодиума и стронция в целом занимают довольно компактную область и располагаются в поле так называемой мантийной корреляции и несколько правее ее. Масштаб вариаций изотопных отношений очень невелик и составляет около $\pm 0,03\%$ по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $0,08\%$ по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, хорошо совпадая с областями для островных дуг Идзу, Алеутской, Марианской, Новой Британии (рис. 7). Благодаря высокой точности изотопного анализа, удачному подбору геологического материала и большому количеству изученных образцов удается четко разделить фронтальную и тыловую зоны Курильской ОД по изотопным характеристикам неодиума и стронция. Изотопная зональность островной дуги выражается в уменьшении величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при переходе от фронтальной к тыловой зоне. Однако на каждом отдельно взятом поперечном профиле изменение изотопных отношений происходит не всегда регулярно. Лишь при рассмотрении данных для дуги в целом зональность становится достаточно отчетливой.

Отмечены два нарушения выявленной зональности, причем оба в пределах Центральных Курил: образец базальта, драгированный в тыловой зоне на профиле Броутона (B15-86/1), попадает в поле пород фронтальной зоны, а образец андезита вулкана Мильна, о-в Симушир (135/81) – в поле пород тыловой зоны. Первый образец соответствует породам фронтальной зоны Курил также и по особенностям вещественного состава, включая данные по РЗЭ. Поскольку, как отмечалось выше, при отборе материала принимались меры для исключения влияния ледового разноса, приходится признать, что в районе профиля Броутона (структурно-тектоническая зона Буссоль) действительно происходит нарушение петрохимии

ческой и изотопной зональности дуги. Что касается вулкана Мильна, то лавы его отличаются по геохимическим характеристикам от лав других вулканов фронтальной зоны [7] и он также представляет исключение.

Установленный на Курильской ОД тип поперечной изотопной зональности островодужных лав отличается от типов зональности для вулканов Центрального и Северного Хонсю, описанных в работе [25], где в первом случае от фронтальной к тыловой зоне наблюдается уменьшение ϵ_{Sr} и возрастание ϵ_{Nd} , а во втором — обратная картина. Таким образом, можно констатировать, что характер поперечной изотопной зональности может быть различным, и, по-видимому, он обусловлен неодинаковым вкладом различных источников в состав генерируемых в островодужных обстановках магм.

Сравнение изотопных данных для Северных, Центральных и Южных Курил на диаграмме $\epsilon_{Nd} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ (см. рис. 6) показывает, что поля фигуративных точек лав этих разных по простиранию участков Курильской ОД практически совпадают для тыловых зон и несколько отличаются для фронтальных зон. Это отличие заключается в небольшом увеличении отношения ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ в последовательности от Центральных Курил к Северным и затем к Южным.

Приведенные результаты свидетельствуют о наличии достаточно четкой поперечной изотопной зональности Курильской дуги при слабо выраженной продольной зональности, что находится в хорошем согласии с петрохимическими и геохимическими данными.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В качестве возможных факторов возникновения зональности могут быть названы: 1) различная степень частичного плавления единого по составу исходного мантийного субстрата; 2) контаминация магм веществом коры в основании островной дуги; 3) влияние субдуцируемого осадочного материала и гидратированных базальтов срединно-океанических хребтов; 4) гетерогенность мантийного источника магм. Рассмотрим, насколько велико воздействие этих факторов на формирование зональности лав Курильской ОД.

Лавы тыловой зоны по сравнению с лавами фронтальной обогащены K и литофильными редкими элементами, в том числе легкими РЗЭ, что могло бы быть связано с меньшей степенью частичного плавления глубинного субстрата для тыловой зоны. Однако наблюдающееся в лавах тыловой зоны повышение концентрации ряда тугоплавких когерентных редких элементов (Ni, Cr) при соответствующем понижении $\Sigma FeO/MgO$ и отсутствии значимых различий в концентрациях Al, Ca, Ti не позволяет принять это предположение.

Противоречат этой гипотезе и данные по изотопному составу Sr и Nd, так как в случае равновесного плавления изотопный состав указанных элементов в лавах фронтальной и тыловой частей Курильской ОД должен быть одинаковым.

Выше указывалось, что в пределах Курильской ОД наряду с поперечной геохимической зональностью наблюдается и продольная зональность, что выражается в уменьшении концентраций K, Rb, Ba, Sr в лавах Централь-

Таблица 2. Некоторые параметры вулканической зоны Курильской островной дуги

Местонахождение	D , км	H_1 , км	H_2 , км	L , °	M , км	V , мм/год
Северные Курилы (полигоны 1, 2)	180–190	120–135	140–190	48	25–30	8,2–9,9
Центральные Курилы (полигоны 3,4)	165–170	120–140	150–200	50	10	8,2–9,9
Южные Курилы	200–210	110–135	140–190	42	20–25	8,2–9,9

D — расстояние от оси глубоководного желоба до фронта вулканической дуги; H_1 — глубина до сейсмофокального слоя над вулканами фронтальной зоны дуги (по данным [13]); H_2 — глубина до сейсмофокального слоя под вулканами тыловой части поперечных вулканических зон (по данным [13]); L — угол наклона сейсмофокального слоя [13]; M — мощность консолидированной коры [12]; V — скорость поддвига [22].

ных Курил по сравнению с лавами Северных Курил как во фронтальной, так и в тыловой зонах (см. рис. 2). Лавы фронтальной зоны Центральных Курил, кроме того, отличаются от лав соответствующих зон Северных и Южных Курил также несколько пониженными значениями величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 6). Подобные отличия обычно объясняются влиянием мощности коры и коровой контаминацией. Действительно, известно, что мощность земной коры на северном и южном флангах Курильской ОД значительно больше, чем в центральной части (табл. 2), а тип ее изменяется соответственно от субконтинентальной до субокеанической [5].

Вместе с тем, согласно имеющимся литературным данным [4, 11], а также предварительным результатам наших исследований, четвертичные лавы вулканов южной части о-ва Кунашир и приокеанской части о-ва Итуруп (Южные Курилы) по геохимическим характеристикам не отличаются от соответствующих типов лав фронтальной зоны Центральных Курил. При этом, однако, лавы фронтальной зоны Южных Курил имеют более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем лавы соответствующих зон не только Центральных, но и Северных Курил. Напомним, что лавы тыловых зон разных по простиранию участков Курильской ОД практически не различаются по изотопным характеристикам Nd и Sr (см. рис. 6).

Эти данные свидетельствуют о том, что контаминация магм породами коры вряд ли обусловила наблюдающуюся на Курильской ОД продольную геохимическую зональность. Если контаминация и проявлялась, то (судя по изотопным соотношениям) в очень незначительных масштабах и только во фронтальных зонах, причем коровый материал по геохимическим характеристикам соответствовал островодужным вулканитам и имел молодой возраст. Скорее, однако, вариации в величинах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фронтальных частях Курильской ОД можно объяснить контаминацией расплавов морской водой.

Важным аргументом против существенного влияния процессов кон-

таминации на состав островодужных магм является также близость изотропных характеристик неодима и стронция в самых различных дугах, заложенных на коре как океанического, так и континентального типов (см. рис. 7). Последнее обстоятельство, кроме того, свидетельствует о едином в принципе механизме магмообразования во всех структурах и о близости вещественного и изотропного состава магматических источников.

Таким образом, различия в содержании литофильных редких элементов в лавах северного и центрального участков Курил обусловлены, по-видимому, иными, чем контаминация породами коры, причинами. В основе проявления поперечной и продольной зональности лежит, вероятно, единый механизм, связанный с условиями плавления, определяемыми параметрами зоны Вадати—Заварицкого—Беньофа, такими, как глубина под вулканами до этой зоны, угол ее наклона, расстояние от глубоководного желоба, т.е. от границы литосферных плит до вулканов, скорость поддвига океанической плиты под континентальную. Геохимические характеристики лав зависят от суммарного воздействия этих параметров, приведенных для Курильской ОД в табл. 2, поскольку каждый из них влияет на $P-T$ условия и концентрацию летучих компонентов в очагах плавления.

Возможное влияние осадочного материала и гидратированных базальтов на состав вулканических пород Курильской ОД рассмотрим на основе изотропных характеристик Sr и Nd в лавах (рис. 8).

Допуская участие осадков в петрогенезисе, мы автоматически должны предположить, что измеренные величины $(\epsilon_{Nd})_{изм}$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{изм}$ в породах Курильской дуги соотносятся с аналогичными характеристиками неосадочной компоненты источника магм (ист.) островной дуги следующим образом: $(\epsilon_{Nd})_{ист} > (\epsilon_{Nd})_{изм}$; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{ист} < (^{87}Sr/^{86}Sr)_{изм}$. Единственными известными и широко распространенными резервуарами с такими изотропными метками являются базальты срединных океанических хребтов (MORB) и их мантийный источник (мантия типа MORB).

Таким образом, возможны по крайней мере две модели происхождения островодужных магм с участием океанических осадков: частичное плавление мантии типа MORB под островной дугой, например под воздействием флюида, возникшего при дегидратации—плавлении осадков в зоне Беньофа; частичное плавление смеси MORB и осадков первого и второго слоев океанической коры в зоне Беньофа. Хотя, строго говоря, вторая модель предполагает смешение не двух, а трех компонентов (плюс вещество мантии, которое в этом случае не обязательно является мантией типа MORB), основные выводы можно сделать при рассмотрении этого упрощенного варианта.

Как следует из анализа рис. 8, для объяснения поперечной изотопной зональности Курильской ОД необходимо сделать одно из следующих допущений: 1) резко различный состав осадков во фронтальной и тыловой зонах дуги; 2) плавление гидратированных MORB во фронтальной зоне Курильской ОД и только свежих — в тыловой. Нереальность этих допущений очевидна. Участие осадочного материала в петрогенезисе вулканитов Курильской дуги не только не может объяснить поперечную изотопную зональность, но и противоречит установленной закономерности. Более того, данные, приведенные на рис. 7, также свидетельствуют против участия

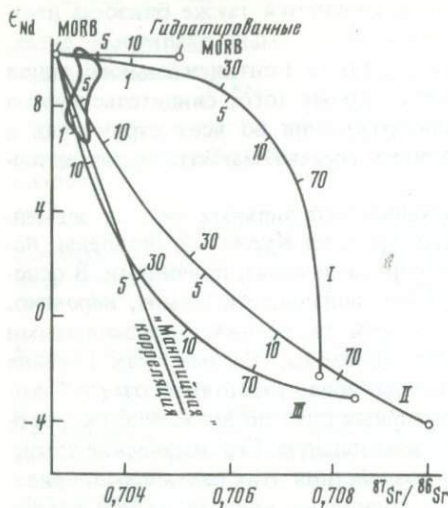


Рис. 8. Расчетные линии смешения между базальтами MORB или обедненной мантией (типа источник MORB) и океаническими осадками

Приняты следующие составы конечных членов по концентрациям Sr, Nd и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ϵ_{Nd} соответственно: базальты MORB — 130, 7, 0,7025; + 10; мантия типа MORB — 13, 0,7, 0,7025, + 10; карбонатные осадки (кривая I) — 470, 2, 0,7078, -2; пелагические глины (кривая II) — 170, 20, 0,710, -4 [21]; пелагические осадки севера Тихого океана (кривая III) — 135, 24, 0,7083, -3 [24]; цифры справа (вверх) каждой кривой — количество (в %) осадочного материала в смеси с базальтами MORB, слева (вниз) — то же, в смеси с мантией типа MORB

осадков в генезисе островодужных вулканитов. Совпадение на графике областей, например, Алеутской дуги и Новой Британии совершенно не соответствует различному составу осадков, развитых в районах этих структур (Алеутская дуга — бескарбонатные диатомовые глины [20], Новая Британия — глинистые мелы [20]). По мнению авторов, полученный к настоящему времени обширный фактический материал по изотропному составу неодима и стронция в магматических породах островных дуг не подтверждает предположение о заметном вкладе осадочного вещества в генезис островодужных магм.

Данные рис. 8 не противоречат, однако, участию в петрогенезисе Курильской ОД гидратированных базальтов второго слоя океанической коры (MORB). Частичное плавление смеси гидратированных MORB и вещества мантийного клина во фронтальной части дуги и только мантийного субстрата — в тыловой зоне может в принципе объяснить изотропную зональность Курильской ОД.

Возможна и еще одна модель генезиса магм, объясняющая вариации геохимических характеристик лав Курильской ОД. Пренебрежимо малый вклад материала земной коры Курильской ОД и осадков в формирование изотопных характеристик неодима и стронция в четвертичных вулканитах может означать, что измеренные величины ϵ_{Nd} и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ очень близки к соответствующим изотопным меткам верхней мантии фронтальной и тыловой частей Курильской ОД. Поперечная изотопная зональность в этом случае может быть связана с гетерогенностью мантийного источника магм. Возникновение этой гетерогенности может быть обусловлено различной степенью переработки мантийного субстрата во фронтальной и тыловой частях дуги. О причинах, которые привели к возникновению гетерогенности мантии, можно высказать два предположения.

Первое основано на представлении о большей длительности и интенсивности процессов вулканизма во фронтальной зоне Курильской ОД, чем в тыловой, и базируется на ряде имеющихся геологических данных о возрасте и объеме магматических пород этих двух зон [39, 12]. Предполагается,

что тыловой мантийный блок по своим характеристикам близок к обедненной "остороводужной" мантии ($\epsilon_{Nd} = +(7,5-10)$) $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7030 \pm 2$), тогда как во фронтальном мантийном блоке за счет обеднения магмофильными элементами за длительный период вулканизма увеличилось Sm/Nd отношение, что со временем дало увеличение отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ до $0,51308 - 0,51315$ ($\epsilon_{Nd} = 8,6 - 10,1$).

Согласно второму предположению, разница в степени переработки мантии фронтальной и тыловой зон Курильской ОД обусловлена разным составом и количеством глубинных флюидов, отделяющихся в зоне субдукции в результате дегидратации и различных фазовых переходов в поддвигаемой океанической плите. На участке, соответствующем фронтальной зоне, отделение флюидов происходит главным образом за счет дегидратации океанической плиты, а глубже (на участке, соответствующем тыловой зоне) — за счет фазовых переходов. Соответственно на первом участке количество флюидов больше, а состав их ближе к морской воде. Выплавка из блока мантии, проработанного такими флюидами, может дать расплавы, неотличимые по изотопным меткам от выплавки непосредственно из гидратированных MORB.

Разница в содержании литофильных редких элементов в лавах фронтальной и тыловой зон может быть обусловлена разной степенью выщелачивания флюидами некогерентных редких элементов из мантии за счет специфики состава флюида, его температуры, а также длительности взаимодействия с веществом мантии. Возрастание концентрации Sr и Ni в тыловых зонах может указывать как на большую степень частичного плавления, так и на менее переработанный состав субстрата в тыловой зоне.

На различия в составе глубинного субстрата во фронтальной и тыловой зонах Курильской ОД указывает и состав включений в лавах вулканов. Среди включений в лавах вулканов Большой гряды (фронтальная зона) обнаружено лишь несколько образцов ультраосновных пород: плагиоклазсодержащие пироксениты на вулкане Татаринова, о-ве Парамушир и одно включение серпентинита на о-ве Итуруп. Подавляющее большинство включений представлено разнообразными габброидами и лейко- и мезократовыми кристаллическими сланцами [14]. В лавах вулканов тыловой зоны, по данным, полученным нами в 11, 15 и 17-ом рейсах НИС "Вулканолог", ультраосновные включения, напротив, широко распространены. Среди них преобладают плагиоклазсодержащие лерцолиты и гарцбургиты, менее распространены дуниты, верлиты и вебстериты.

Если полагать, что в недрах островодужных систем габбровый парагенезис минералов развивается по перидотитам верхов мантии под воздействием глубинного флюида [11, 14], то следует признать, что под фронтальной зоной Курильской ОД мантия переработана более интенсивно, чем под тыловой.

Таким образом, отмеченные выше закономерные вариации вещественного состава четвертичных лав Курильской ОД и изотопных соотношений стронция и неодима не зависят от мощности коры, а связаны с условиями плавления и составом плавящегося субстрата. Наиболее вероятной моделью генезиса магм Курильской ОД является плавление мантийного клина над сейсмофокальной зоной под воздействием отделяющихся от поддвигаемой литосферной океанической плиты летучих компонентов. Различия в составе

магм фронтальной и тыловой зон обусловлены разным составом флюидов: во фронтальной зоне он определяется в основном дегидратацией океанической плиты и ближе к составу морской воды, а в тыловой — фазовыми переходами на больших глубинах сейсмофокальной зоны, т.е. при больших давлениях и температурах. Во фронтальной зоне наряду с мантийным субстратом могут плавиться также гидратированные базальты второго слоя океанической коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдурахманов А.И., Федорченко В.И.* Закономерности распределения элементов группы железа в четвертичных лавах Курильских островов. — Вулканология и сейсмология, 1983, № 3, с. 10–24.
2. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
3. *Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М.* Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим и геологическим данным. — ДАН СССР, 1983, 270, № 3, с. 664–668.
4. *Говоров И.Н., Говоров Г.И.* Геохимия вулканических пород островных дуг. — В кн.: Геохимия вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980, с. 238–258.
5. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
6. *Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Агапова А.А., Сердюк Н.И.* Прецизионный изотопный анализ неодаима в горных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 12, с. 23–40.
7. *Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги. — В кн.: Магматизм и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 148–158.
8. *Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 11–16.
9. *Пискунов Б.Н.* Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.
10. *Пискунов Б.Н.* Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976, вып. 48, с. 17–33.
11. *Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичных вулканических пород Курило-Камчатской островной дуги. Новосибирск: Наука, 1981, 181 с.
12. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
13. *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. — В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977, с. 67–77.
14. *Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск: Наука, 1975. 139 с.
15. *Хедж Е.Е., Горшков Г.С.* Изотопный состав стронция вулканических пород Камчатки. — ДАН СССР, 1977, 233, № 6, с. 1200–1203.
16. *Чернышев И.В., Сердюк Н.И., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А.* Прецизионный изотопный анализ стронция с использованием одноленточного режима ионизации. — В кн.: Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983, с. 30–42.
17. *De Paolo D.J., Johnson R.W.* Magma genesis in the New Britain island arc: Constraints from Nd and Sr isotopes and trace element patterns. — Contrib. Miner. and Petrol., 1979, 70, p. 367–379.
18. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. — Geophys. Res. Lett., 1977, 4, p. 465–468.

19. Hawkesworth C.J., O'Nions R.K., Pankhurst R.J. et al. A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, 36, p. 253–262.
20. Initial reports of the DCDP. Wash. (D.C.), 1973. Vol. 19, 20.
21. Ishizaka K., Carlson R.W. Nd-Sr systematics of the Setouchi volcanic rocks, southwest Japan: A clue to the origin of orogenic andesite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, 64, p. 327–340.
22. Jackson E.D., Koizumi I., Dalrymple G.V. et al. Introduction and summary of results from DSDP, leg 55, the Hawaiian-Emperor hot-spot experiment. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1980, vol. 55, p. 5–31.
23. Kuno H. Origin of Cenozoic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. Volcanol., 1959, 20, p. 37–76.
24. McCulloch M.T., Perfit M.R. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutain Island arc magmas. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, 56, p. 167–169.
25. Nohda S., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, 52, N 2, p. 264–276.
26. Sakyama M. Lateral variation of phenocryst assemblages in volcanic rocks of the Japanese Island. — Nature, 1979, 269, N 25694, p. 134.

УДК 552.11:552.33.5

А.И. АБДУРАХМАНОВ, Р.И. РОДИОНОВА, В.И. ФЕДОРЧЕНКО

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ПЕТРОЛОГИИ

Островные дуги, в частности Курильская, в последнее время привлекают пристальное внимание геологов и геофизиков. Различным аспектам их геологического строения посвящена обширная специальная литература. Вместе с тем изучение геохимии продуктов вулканизма островных дуг до сих пор выполнялось в весьма ограниченных объемах и лишь попутно с общегеологическими изысканиями, хотя прогресс в решении многих важных теоретических и практических вопросов, в частности петрогенетических и металлогенетических, в значительной мере определяется знаниями именно в этой области.

Настоящая работа является первым специальным исследованием геохимии четвертичных вулканитов Курильских островов, охватывающим обширную группу породообразующих и рассеянных элементов (литофильных, сидерофильных, некоторых редких и металлических рудных). Ее основная цель — проанализировать общую геохимическую ситуацию дуги как один из важнейших показателей природы островодужного вулканизма, а также выявить возможные локальные геохимические аномалии как объект будущих детальных исследований. Для осуществления этой цели распределение главных породообразующих элементов было изучено на основе полных силикатных химических анализов 1197 образцов лав всех

Курильских вулканов (из них около 600 из коллекции авторов). Анализы выполнены в химической лаборатории СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, Южно-Сахалинск). В 330 образцах сделаны также количественные определения содержаний (центральная лаборатория МГ УзССР, Ташкент) элементов-примесей. Концентрации Li (чувствительность определения 1 г/т), Rb (1 г/т) и Sr (30 г/т) измерялись пламенно-фотометрическим, V, Cr, Co, Ni, Cu, Se (50 – 10 г/т) – количественным спектральным, Y, Zr (10 г/т) – рентгеноспектральным, Au (в некоторых образцах) – нейтронно-активационными (10^{-11} г) методами (лаборатория редких элементов ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск). Кроме того, выборочно проанализированы мономинеральные фракции плагиоклазов, оливинов, ромбических и моноклинных пироксенов. Аналитические данные обработаны методами математической статистики.

Некоторые результаты исследований опубликованы ранее в статьях специально посвященных особенностям распределения Li, Rb, Sr [2] и элементов группы железа [3]. Ниже излагаются в обобщенном виде все полученные результаты и их обсуждение.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

На Курильских островах известно 68 наземных [20] и примерно столько же подводных [9] вулканов, продукты деятельности которых образуют широкий естественный ряд пород от базальтов до риолитов при явном преобладании основных андезитов (37%). Соотношение породообразующих элементов позволяет относить их к типичным представителям известково-щелочной серии, отличающимся высоким содержанием глинозема, извести, низкой титанистостью, насыщенностью и пересыщенностью кремнеземом, а также практически постоянным преобладанием натрия над калием. Этим определяется ведущая роль в их минералогическом составе основного плагиоклаза (т.е. общая высокая лейкократовость), а также существенное значение среди темноцветных минералов ромбического пироксена.

В зависимости от количества кремнезема четвертичные эффузивы подразделяются на группы базальтов ($\text{SiO}_2 < 53$ мас. %), андезибазальтов (53–57%), андезитов (57–63%), дацитов (63–69%) и риолитов ($> 69\%$), в соответствии с возрастающим общим содержанием щелочей относящихся к известковой, известково-щелочной и субщелочной сериям (их средний состав приведен в табл. 1). Породы этих серий постепенно сменяют друг друга в направлении от океана к континенту [18], создавая своеобразную поперечную петрохимическую зональность, хорошо коррелирующую с глубиной залегания сейсмофокальной зоны [4], особенно в отношении содержания калия и родственных ему элементов (рубиния и др.).

В соответствии с общей петрохимической зональностью изменяется и минеральный состав лав. Так, базальты субщелочной серии отличаются широким развитием во вкрапленниках наряду с плагиоклазом ассоциации оливина с моноклинным пироксеном при отсутствии ромбического. В андезибазальтах и андезитах этой серии существенную роль играет роговая обманка. Среди силикатных минералов отмечается щелочной полевои шпат

в основной массе пород. В известковых и известково-щелочных породах наряду с плагиоклазом повышенной основности среди вкрапленников в базальтах и андезибазальтах преобладает моноклинный пироксен, в более кислых группах пород — ромбический. Роговая обманка в фенокристаллах появляется здесь лишь изредка и только в дацитах и риолитах.

Состав минералов также несколько изменяется с изменением известковистости—щелочности: пироксены и оливины известкового ряда характеризуются заметно повышенной железистостью, а плагиоклазы — повышенной основностью. В моноклинных пироксенах субщелочной зоны (вулкан Алайд) содержания TiO_2 (1,1–1,6%) несколько выше, чем в более известковых породах. Им также свойственны повышенные количества глинозема (до 5,3% против 1,8 и 0,5% соответственно для лав вулканов Головина и Руруй на о-ве Кунашир, относящихся к известковому и известково-щелочному рядам).

Кремнезем. Латеральное распределение различных по кремнеземистости пород (табл. 1) достаточно четко подчиняется поперечной зональности: по направлению к континенту, т.е. от известкового к субщелочному ряду, возрастает относительная роль основных пород, что согласуется с предполагающейся большей глубиной магмогенерации в пределах западной зоны. Субщелочные базальты, как правило, недосыщены кремнеземом в отличие от базальтов известково-щелочного и щелочного рядов, которые обычно насыщены и пересыщены им. Конкретные вулканические постройки всегда характеризуются преобладанием тех или иных групп пород. Иногда они весьма однородны по составу, как в случае одиночных стратовулканов или сходных с ними образований в системе вулканических хребтов и массивов (первый тип по [20]). Максимумы в распределении пород чаще всего приходятся на основные андезиты (58–59% SiO_2), несколько реже — на андезибазальты (55% SiO_2) и еще реже — на базальты (50–51% SiO_2). Не исключено, что отмеченные максимумы отражают состав наиболее часто встречающихся магматических выплавов под отдельными вулканами. Средние породы нередко проявляются как в тесной связи с базальтами, так и без видимой связи с ними, чего нельзя сказать о кислых и крайне кислых лавах, которые в стратовулканических постройках обычно связаны со средними или основными вулканиками и чаще всего тяготеют к сложно дифференцированным кальдерным вулканам. Следует подчеркнуть, что на смежных вулканах или в пределах различных кратеров многовыходных построек (вулканические массивы и хребты по [20]) нередко преобладают породы различной кислотности. Это со всей очевидностью указывает на близкое в пространстве и времени сосуществование магматических резервуаров разного состава. Авторы не исключают, что близкие по химизму породы могли возникнуть конвергентным путем — как дифференциаты более основных расплавов или как продукты кристаллизации самостоятельных андезибазальтовых, андезитовых, а возможно, и более кислых выплавов.

Алюминий. Содержания окиси алюминия в основных и средних породах всех трех серий четвертичных эффузивов устойчиво высоки и составляют около 16–19 мас.%. Проявляется четкая тенденция очень постепенного снижения количества глинозема от основных к кислым лавам, причем отдельные группы пород различных серий (семейства) не обнаруживают

Таблица 1. Средний состав (в мас. %) четвертичных лав Курильских островов

Компоненты	Базальты			Андезитобазальты		
	1 (46)	2 (67)	3 (37)	1 (104)	2 (139)	3 (30)
SiO ₂	51,28 1,25	51,19 1,14	49,78 1,19	55,23 1,11	54,93 1,20	55,25 1,07
TiO ₂	0,68 0,36	0,86 0,39	0,74 0,20	0,67 0,29	0,73 0,31	0,72 0,23
Al ₂ O ₃	18,58 1,40	18,76 1,89	19,31 1,19	18,04 1,48	18,38 1,50	18,12 1,27
Fe ₂ O ₃	3,82 1,35	4,00 1,24	3,83 1,28	3,56 1,16	3,70 1,17	3,85 1,06
FeO	7,27 1,44	6,81 1,70	6,05 1,30	6,20 1,55	5,51 1,37	4,28 1,10
MnO	0,18 0,05	0,17 0,06	0,14 0,05	0,16 0,04	0,17 0,04	0,15 0,06
MgO	4,90 0,96	4,46 1,21	5,27 0,95	4,14 0,83	3,90 0,70	4,06 0,71
CaO	10,64 0,89	10,41 0,93	9,89 0,95	8,90 0,86	8,66 0,98	8,11 0,89
Na ₂ O	2,29 0,42	2,69 0,40	3,16 0,37	2,66 0,42	3,07 0,42	3,40 0,34
K ₂ O	0,36 0,17	0,65 0,24	1,83 0,37	0,44 0,21	0,95 0,22	2,06 0,38

Примечание. В табл. 1—4: 1 — известковая серия; 2 — известково-щелочная; 3 — субщелочная серия. В скобках — число анализов. Анализы пересчитаны на сухую основу. В числителе — средние значения содержаний элементов, выведенные по данным химических анализов только наземных вулканов. В расчет не включены эффузи-

заметных отклонений по этому показателю (см. табл. 1). Весьма характерно, что количество глинозема всегда заметно превышает суммарное содержание окиси железа и магния, что указывает на высокую лейкократовость пород, подтверждающуюся также минеральным составом лав.

Кальций. Все группы пород известкового ряда заметно отличаются несколько повышенным количеством кальция, что находит вполне оправданное выражение в повышенной основности их плагиоклазов. С ростом кремнеземистости пород содержания элемента в них резко понижаются.

Натрий и калий. Щелочные металлы — это базовые элементы при решении многих петрогенетических вопросов. В изученных эффузивах наблюдается отчетливый рост их суммарных концентраций от основных к кислым породам, а также от известкового к субщелочному ряду, что послужило основанием для развития представлений [8, 18] о поперечной петрохимической зональности основных дуг. Особенно ярко эти тенденции проявлены у K₂O, содержание которой возрастает от базальтов к риолитам почти в 3 раза, а с переходом от известковых к субщелочным породам —

Компоненты	Андезиты			Дацинты		Риолиты	
	1 (125)	2 (158)	3 (28)	1 (74)	2 (44)	1 (17)	2 (3)
SiO ₂	59,77 1,64	59,63 1,46	58,62 1,47	65,20 1,49	65,12 1,35	71,37 2,19	71,02 1,46
TiO ₂	0,63 0,26	0,67 0,29	0,69 0,27	0,55 0,25	0,47 0,20	0,67 0,28	0,48 0,19
Al ₂ O ₃	17,16 1,30	17,01 1,34	17,38 0,90	15,98 1,63	16,00 1,85	14,52 1,04	14,66 0,61
Fe ₂ O ₃	3,27 1,08	3,17 1,09	3,36 1,30	2,93 1,16	2,32 1,03	1,89 0,77	0,62 0,33
FeO	5,16 1,23	4,71 1,33	3,85 1,16	3,60 1,07	3,59 1,25	2,10 1,01	3,00 1,82
MnO	0,15 0,06	0,16 0,05	0,14 0,05	0,14 0,06	0,14 0,06	0,12 0,04	0,10 0,08
MgO	3,09 0,78	3,12 0,79	3,15 0,80	1,91 0,70	1,79 0,55	0,96 0,41	0,65 0,19
CaO	7,10 1,0	6,91 0,77	6,90 0,98	5,26 0,95	5,02 0,90	3,38 1,04	3,06 0,28
Na ₂ O	3,06 0,54	3,42 0,48	3,60 0,36	3,65 0,59	4,03 0,59	4,06 0,59	4,33 0,69
K ₂ O	0,60 0,26	1,20 0,31	2,31 0,50	0,77 0,31	1,53 0,50	0,93 0,39	2,06 0,19

вы северной части о-ва Парамушир (хребет Вернадского), высокомагнезиальные базальты и андезитобазальты, а также некоторые anomalно окисленные лавы. В знаменателе — стандартное отклонение.

в 4,5—5 раз во всех группах. Систематически необычайно высокие (нередко в 2—3 раза превышающие "нормальные", приведенные в табл. 1) содержания K₂O при несколько пониженном Na₂O свойственны лавам северной части о-ва Парамушир (хребет Вернадского), образующим геохимическую аномалию. Это побудило авторов выделить их в самостоятельную группу (табл. 2) и не включать в расчет общих по Курильским островам средних составов (см. табл. 1).

Следует отметить, что как для рядов в целом, так и для отдельных вулканов наблюдается отчетливая сопряженность содержаний щелочных металлов от основных пород к кислым.

Железо. Общий уровень концентраций железа в рассматриваемых породах в значительной мере подчиняется поперечной петрохимической зональности, установленной на основе изменения их общей щелочности, причем содержание FeO постоянно в 1,5—2 раза выше, чем Fe₂O₃. Показательна существенная первичная обедненность окисным железом более щелочных расплавов, в результате чего общая относительная окисленность железа

Таблица 2. Средний химический состав (в мас. %) пород северной части о-ва Парамушир

Компо- ненты	Базальты		Андезибазальты		Андезиты		Дациты	
	1 (15)	2 (25)	1 (12)	2 (35)	1 (28)	2 (70)	1 (2)	2 (1)
SiO ₂	50,58	50,06	55,37	55,21	58,98	59,40	63,08	66,47
TiO ₂	0,61	0,76	0,65	0,65	0,59	0,64	0,54	0,53
Al ₂ O ₃	20,13	19,70	18,91	18,22	18,38	17,88	17,25	16,71
Fe ₂ O ₃	4,60	4,71	4,17	3,57	3,44	3,19	2,39	2,31
FeO	5,98	5,36	5,10	5,17	4,19	4,09	3,62	3,08
MnO	0,14	0,14	0,11	0,13	0,15	0,12	0,12	0,01
MgO	4,52	5,03	3,79	4,31	3,11	3,07	2,06	2,48
CaO	10,63	10,51	8,08	8,36	6,95	6,77	6,02	3,96
Na ₂ O	2,15	2,61	2,55	2,67	2,47	2,82	2,58	1,95
K ₂ O	0,66	1,12	1,27	1,71	1,74	2,02	2,34	2,50

в породах повышенной щелочности возрастает, что полностью согласуется с теоретическими предсказаниями Д.С. Коржинского [10].

Магний. Количество магния в отдельных группах пород всех серий близко и от базальтов к дацитам довольно резко понижается (примерно в 2,5 раза). Привлекают внимание некоторая обогащенность магнием базальтов субщелочного ряда и минимальные его содержания в известково-щелочных (а не известковых) базальтах. Довольно редко встречаются обогащенные оливином базальты и андезибазальты, содержание магния в которых значительно выше среднего для соответствующих серий (табл. 3).

Следует отметить достаточную стабильность отношения содержаний магния и железа. Однако тенденция небольшого уменьшения этого отношения от основных к кислым лавам и при переходе от субщелочного к известково-щелочному ряду проявляется вполне отчетливо.

Титан. Содержание TiO₂ в изученных породах низкое (в среднем 0,6–0,8%). Наблюдается постепенное уменьшение концентрации TiO₂ от основных к кислым лавам. Существенное увеличение щелочности пород западной части дуги не сопровождается обогащением их титаном, что отличает их от типичных производных щелочных магм.

Марганец. Содержание MnO во всех породах низкое и от базальтов к дацитам и риолитам постепенно понижается от 0,18–0,4 до 0,10–0,14%.

Литий. Рассматриваемый первым среди рассеянных элементов (их средние концентрации приведены в табл. 4) литий характеризуется общим значительным ростом содержаний в сторону кислых вулканитов, а также с переходом от известкового к субщелочному ряду, что подтверждает определенную общность его поведения с другими щелочными металлами. Об этом же свидетельствуют достаточно стабильная (несколько снижающаяся к кислым породам) величина Na/Li и резко падающее в

Таблица 3. Средние химические составы (мас.%) высокомагнезиальных пород

Компоненты	Базальты			Андезибазальты		
	1 (4)	2 (6)	3 (11)	1 (3)	2 (3)	3 (1)
SiO ₂	50,37	47,97	48,88	53,61	53,92	53,14
TiO ₂	0,71	0,88	0,57	0,71	0,50	0,73
Al ₂ O ₃	17,31	16,74	17,66	16,36	17,00	16,80
Fe ₂ O ₃	4,89	3,48	4,52	2,72	2,87	3,46
FeO	5,34	6,24	5,26	6,93	6,02	5,15
MnO	0,17	0,11	0,13	0,19	0,10	0,14
MgO	7,33	10,17	8,97	7,99	7,50	7,55
CaO	11,13	11,47	9,44	8,64	9,03	8,83
Na ₂ O	2,27	2,06	2,90	2,43	2,56	2,82
K ₂ O	0,48	0,88	1,67	0,42	1,00	1,48

этом же направлении отношение Mg/Li, отражающие ускоренный относительно магния рост содержания лития в ряду базальт-дацит, а также стабильную связь Li с Na. Эта связь подтверждается и анализами извлеченных из соответствующих пород плагиоклазов, более кислые разновидности которых обогащены литием (до 5–11 г/т). Вместе с тем нельзя исключить существенное вхождение лития (до 7–10 г/т) в структуру железо-магнезиальных силикатов на ранних этапах кристаллизации. Так, в базальтах субщелочного ряда (вулкан Алаид) литий в плагиоклазах практически отсутствует (менее 2 г/т), тогда как в оливинах его содержание близко к концентрации во вмещающих породах (около 7,6 г/т).

Рубидий. Содержание рубидия возрастает с увеличением кислотности пород, причем очень резко при переходе от известковой к субщелочной серии (особенно от известково-щелочной к субщелочной). Между содержанием рубидия и калия обнаруживается высокая положительная корреляция (0,9), свидетельствующая о существовании между ними тесной геохимической связи. Значительное уменьшение отношения K/Rb от известкового к субщелочному ряду свидетельствует о первичной обогащенности рубидием субщелочных пород.

Стронций. Содержания стронция также резко увеличиваются от известкового к субщелочному ряду. Лавы конкретных вулканов не обнаруживают определенных тенденций в изменении количества Sr с ростом концентрации кремнезема. Вместе с тем анализ средних содержаний стронция в породах каждого ряда указывает на его закономерное уменьшение от базальтов к дацитам. Установлены тесная геохимическая связь стронция с кальцием и практическое ее отсутствие с калием и рубидием, а также первичная обогащенность им субщелочных расплавов. Этот вывод подтверждается данными о преимущественной концентрации Sr в плагиоклазах, а также о существенной обогащенности им плагиоклазов из субщелочных эффузивов.

Ванадий. Для всех пород характерно относительно высокое содержа-

Таблица 4. Средние содержания (в г/т) рассеянных элементов в четвертичных лавах Курильских островов

Элементы	Базальты			Андезибазальты		
	1 (18)	2 (46)	3 (33)	1 (17)	2 (57)	3 (21)
Li	$\frac{4,4}{1,5}$	$\frac{6,2}{2,0}$	$\frac{6,6}{0,8}$	$\frac{5,6}{1,5}$	$\frac{7,1}{1,6}$	$\frac{8,2}{1,5}$
Rb	$\frac{4,9}{3,1}$	$\frac{8,1}{4,1}$	$\frac{35,6}{8,6}$	$\frac{5,2}{3,7}$	$\frac{12,0}{4,4}$	$\frac{39,5}{11,9}$
Sr	$\frac{256,4}{69,0}$	$\frac{265,5}{71,9}$	$\frac{409,7}{56,7}$	$\frac{193,3}{48,2}$	$\frac{256,3}{51,5}$	$\frac{353,1}{97,9}$
V	$\frac{297,2}{90,3}$	$\frac{319,1}{71,0}$	$\frac{398,9}{53,3}$	$\frac{275,3}{80,6}$	$\frac{264,8}{75,3}$	$\frac{232,5}{66,2}$
Cr	$\frac{34,9}{21,5}$	$\frac{26,5}{28,2}$	$\frac{42,6}{29,3}$	$\frac{21,7}{23,0}$	$\frac{18,8}{13,6}$	$\frac{41}{36,6}$
Ni	$\frac{20,4}{15,2}$	$\frac{18,8}{12,0}$	$\frac{32,1}{13,1}$	$\frac{21,2}{21,9}$	$\frac{13,0}{7,4}$	$\frac{23,2}{17,0}$
Co	$\frac{21,1}{10,8}$	$\frac{25,9}{14,1}$	$\frac{30,4}{10,2}$	$\frac{18,7}{12,1}$	$\frac{16,4}{8,1}$	$\frac{12,9}{8,5}$
Sc	$\frac{42,1}{13,1}$	$\frac{35,8}{15,5}$	$\frac{40,7}{14,7}$	$\frac{32,5}{9,0}$	$\frac{29,2}{12,2}$	$\frac{21,8}{7,0}$
Zr	$\frac{195,1}{128,1}$	$\frac{96,4}{43,4}$	$\frac{117,8}{183}$	$\frac{116,7}{115,3}$	$\frac{138,1}{73,9}$	$\frac{151}{80,5}$
Y	$\frac{30,6}{13,0}$	$\frac{21,1}{10,7}$	$\frac{20,8}{2,2}$	$\frac{17,7}{6,7}$	$\frac{24,6}{9,0}$	$\frac{26,7}{9,8}$
Cu	$\frac{78}{54,1}$	$\frac{147,9}{92}$	$\frac{149,5}{65,4}$	$\frac{46,4}{22,0}$	$\frac{120,8}{82,6}$	$\frac{88,4}{26,1}$

ние ванадия — элемента, тяготеющего к габброидам, в отличие от более распространенных в ультрабазитах элементов — хрома и никеля. Наблюдается существенное обогащение (примерно на 25%) ванадием базальтов и резкое обеднение им более кислых пород субщелочного ряда, что определяет более высокий темп падения концентраций элемента в этом ряду с возрастанием кремнеземистости пород, а также некоторое обогащение им андезибазальтов и андезитов известкового и известково-щелочного рядов.

Хром. Общее содержание элемента очень низкое. Оно закономерно уменьшается с ростом кремнекислотности пород и возрастает с увеличением их общей щелочности (особенно резко — почти в 2 раза — в субщелочных образованиях). Главные концентраторы элемента — хромшпинелиды, включенные в ранние выделения оливина.

Никель. Как и хром, никель характеризуется чрезвычайно низким общим уровнем концентрации. Содержание никеля существенно уменьшается от основных пород к кислым во всех рядах и заметно возрастает (примерно в 1,5 раза) в субщелочном ряду по сравнению с известковым

Элементы	Андезиты			Дациты	
	1 (34)	2 (51)	3 (13)	1 (13)	2 (10)
Li	$\frac{8,2}{2,1}$	$\frac{9,1}{1,9}$	$\frac{10,2}{1,7}$	$\frac{9,1}{3,3}$	$\frac{9,7}{2,4}$
Rb	$\frac{6,2}{3,4}$	$\frac{19,0}{8,5}$	$\frac{43}{14,7}$	$\frac{8,7}{3,4}$	$\frac{14,3}{6,2}$
Sr	$\frac{156,2}{18,0}$	$\frac{215}{33,1}$	$\frac{430}{87,6}$	$\frac{125}{21,2}$	$\frac{208}{56,7}$
V	$\frac{192,8}{91,2}$	$\frac{201,4}{80,0}$	$\frac{179,2}{58,4}$	$\frac{188,6}{89,5}$	$\frac{78,8}{41,6}$
Cr	$\frac{13,1}{12,1}$	$\frac{21,2}{19,2}$	$\frac{35,4}{22,5}$	$\frac{4,7}{5,4}$	$\frac{10,5}{6}$
Ni	$\frac{11,2}{9,4}$	$\frac{13,1}{6,5}$	$\frac{19,1}{9,6}$	$\frac{7,2}{4,8}$	$\frac{6,6}{3,5}$
Co	$\frac{13,0}{5,2}$	$\frac{16,1}{7,5}$	$\frac{7,4}{5,1}$	$\frac{9,7}{3,1}$	$\frac{7,6}{3,2}$
Sc	$\frac{35,5}{14,5}$	$\frac{22,9}{9,1}$	$\frac{13,9}{4,3}$	$\frac{39,8}{14,5}$	$\frac{15,8}{4,6}$
Zr	$\frac{132,7}{71,5}$	$\frac{140,9}{72,2}$	$\frac{136,5}{124,1}$	$\frac{115,8}{60,7}$	$\frac{127}{62,1}$
Y	$\frac{23,6}{9,7}$	$\frac{28,0}{11,3}$	$\frac{22,5}{2,7}$	$\frac{23,2}{4,3}$	$\frac{20,8}{7,2}$
Cu	$\frac{45,2}{27,9}$	$\frac{79,1}{38,4}$	$\frac{74,9}{37,1}$	$\frac{48,5}{24,3}$	$\frac{39,8}{15,6}$

и известково-щелочным. Основной концентратор никеля — оливин, что обусловлено его сильной геохимической связью с магнием.

Кобальт. Концентрации кобальта близки во всех группах пород известковой и известково-щелочной серий. Отмечается постепенное общее их понижение по мере возрастания кремнеземистости лав. В базальтах субщелочной серии содержания элемента несколько повышены по сравнению с более известковыми породами, а в их андезибазальтах и особенно в андезитах — заметно понижены, что является отражением более резкого темпа обеднения лав этого ряда кобальтом с ростом их кремнеземистости. Здесь наблюдается некоторая аналогия с поведением ванадия. Основным концентратором кобальта — оливин.

Скандий. Стабильно повышенными концентрациями скандия характеризуются все группы пород известкового ряда. В известково-щелочных лавах они несколько ниже и существенно понижаются от базальтов к дацитам. Еще более низкие и более резко понижающиеся с ростом кремнеземистости пород содержания скандия в субщелочном ряду. Основным породам всех рядов свойственно высокое и близкое по величине коли-

чество скандия. Предполагается геохимическая связь последнего с магнием.

Цирконий. Концентрации циркония подвержены широким колебаниям, что отражает неравномерное распределение в них акцессорного циркона, но в среднем близки к кларковым (см. табл. 4). С ростом кислотности и щелочности лав намечается тенденция к увеличению в них концентрации Zr. Поведение циркония в изученных лавах не согласуется с выявленным [15] резким возрастанием его содержаний (в несколько раз) в конечных членах континентальных дифференцированных серий и заставляет предполагать автономное (а не путем кристаллизационной дифференциации) происхождение части средних и кислых пород [17].

Иттрий. Содержания иттрия близки к кларковым (см. табл. 4). Иттрий распределен в породах аналогично цирконю, что позволяет предполагать их сонахождение в составе акцессорных цирконов.

Медь. В изученных лавах концентрации элемента заметно повышены (в 1,5–2 раза) по сравнению с кларками для различных групп пород (см. табл. 4). Они минимальны в известковом ряду и с уменьшением основности пород заметно понижаются. Характерно, что различия рядов по меди достаточно четко проявлены только у семейств базальтов и андезибазальтов, причем больше всего присутствует в андезибазальтах известково-щелочного ряда. Основной концентратор меди — сульфиды.

Золото. Специальными исследованиями Г.Н. Аношина и В.В. Кепежинскаса [5] показаны весьма низкие общие концентрации элемента (1,96–2,98 мг/т) в курильских лавах и их практическая независимость от основности эффузивов-носителей. Анализ на золото выборочных проб пород с вулканов Броутона, Кетой и Чирпой показал близость его содержаний к приведенным выше. Однако в лавах вулкана Тятя (о-в Кунашир) они значительно больше (около 12 мг/т).

Локальные геохимические аномалии. Выделение локальных аномалий сопряжено с большими трудностями, так как требует проведения достаточно детального площадного геохимического опробования. Вместе с тем некоторые из них в той или иной мере улавливаются даже в процессе региональных исследований и требуют дальнейшего внимательного изучения и объяснения.

Так, привлекает внимание почти полное отсутствие среди четвертичных эффузивов о-ва Парамушир (северное окончание гряды), как и среди более древних островодужных образований, крайне кислых пород (дацитов и риолитов), а также несколько пониженные железистость и титанистость, повышенные — глиноземистость и магнизиальность развитых здесь лав. Чрезвычайно яркой особенностью последних (особенно лав хребта Вернадского в северной части о-ва Парамушир, выделенных при расчете средних содержаний в отдельную группу, см. табл. 2) является резко повышенное количество калия (в 2–3 раза больше, чем в среднем для Курильских островов, см. табл. 1, 3) и рубидия при несколько пониженной концентрации натрия.

Заметно повышена общая железистость лав о-ва Кунашир (крайний юг дуги) и особенно вулкана Тятя, для которого, кроме того, характерны несколько повышенные относительно средних содержания титана и пониженные — глинозема. Уникальны лавы этого вулкана и в отношении

содержаний золота, в 5—10 раз превышающих обычные для Курильских островов, что находится в хорошем соответствии с "зараженностью" этим элементом неогеновых гранитоидных интрузий фундамента вулкана.

Отмечаются заметно повышенные количества глинозема и низкие железа во всех группах пород лав вулканов Мильна и Уратман (о-в Симушир, центральное звено гряды). Локальными повышенными аномалиями по хромю выделяются лавы вулканов Броутона, Хмельницкого, Руруй; по цирконию (до 250—300 г/т) — лавы вулкана Атсонупури; по магнию, никелю, хромю, скандию — некоторые базальты вулкана Алаид, реже других вулканов. Намечаются различия в характере поведения отдельных элементов в эффузивах конкретных построек в зависимости от вариаций их состава, последовательности извержений и др., что должно явиться предметом детальных будущих исследований на базе более широкого спектра химических элементов (включая РЗЭ и стабильные изотопы) с целью построения геохимически обоснованной петрологической модели островодужного вулканизма. В настоящее время можно лишь констатировать, что на фоне поперечной (латеральной) геохимической зональности на Курильских островах существуют локальные зональности различного порядка и характера, свидетельствующие об определенной индивидуальности состава и эволюции магматических расплавов, питающих конкретные вулканы.

В распределении большинства породообразующих и рассеянных элементов устанавливается отчетливая латеральная зональность, проявляющаяся на фоне общеформационных геохимических особенностей четвертичных эффузивов (см. табл. 1, 4). Наиболее резко от известкового к субщелочному ряду возрастают содержания К, Rb, Sr. Менее резко эта тенденция проявлена для Na и Li. Содержания Co и Sc, напротив, максимальны, а меди — минимальны в породах известкового ряда. Всем субщелочным образованиям свойственны пониженные концентрации закисного железа и повышенные Cr, Ni, Co, а базальтам этого ряда — также Mg, V. Латеральная зональность не проявляется на уровне таких характерных элементов, как Al и Ti. Показательно, что существенное увеличение щелочности пород западной зоны дуги не сопровождается соответствующим увеличением количеств Ti, Zr, Y.

На общем фоне латеральной зональности отмечаются геохимически аномальные участки или отдельные вулканические постройки, свидетельствующие о существовании в пределах Большой Курильской гряды зональности более низких рангов. Последняя требует специального тщательного изучения как основа для будущих металлогенических прогнозов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В комплексе данных, проливающих определенный свет на решение петрогенетических проблем, геохимические материалы имеют очень важное (если не основное) значение. Однако при этом должны в полной мере учитываться и другие геолого-геофизические данные, взаимное соответствие которых является необходимым требованием при оценке степени

объективности тех или иных построений. Ниже мы попытаемся увязать некоторые из них.

В настоящее время признанным эталоном мантийных магм являются толеитовые расплавы океанов ("примитивные" низкокальциевые толеитовые базальты). Их производные, главным образом основные, представлены афировыми или редкопорфировыми породами с вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Эти породы богаты элементами группы железа, бедны калием, другими некогерентными элементами (Rb, Cs, Ba, Sr, V) и РЗЭ. В пределах океанических островов к ним присоединяются более щелочные толеиты и собственно щелочные (преимущественно натриевые) образования с широким спектром дифференциатов. Несмотря на определенную структурную разобщенность и различный возраст (от юрского до четвертичного), состав океанических эффузивов весьма однообразен и характеризуется рядом общих черт, позволяющих объединить их в класс толеит-щелочнобазальтовых ассоциаций океана и констатировать их общее мантийное происхождение, о котором свидетельствует и ультрабазитовый характер включений в них. Среди пород островных дуг по общему составу с океаническими толеитами сходны базальты из восточного ряда, нередко именуемые в литературе "островодужные толеиты".

Вместе с тем при более тщательном сравнении "примитивных" толеитов океана и островодужных базальтов выявляются их глубокие геохимические различия, заставляющие предполагать у них различные петрогенетические корни. При этом наиболее дискриминантными породобразующими элементами оказываются алюминий, калий, натрий и титан, позволяющие уверенно разграничить по составу классы островодужных и собственно океанических пород [19], пространственным барьером между которыми служит "андезитовая линия" П. Маршалла. Еще более ярко различия между этими породами проявляются на уровне рассеянных элементов (особенно некогерентных, группы железа и редкоземельных). Изученные нами эффузивы (семейства базальтов) резко обогащены по сравнению с абиссальными толеитами океанов [11, 16, 21] рубидием, стронцием, несколько менее литием, медью и резко обеднены магнием, железом и особенно близкими к нему элементами (Cr, Ni, Co, Ti) (исключение составляет V, содержания которого в изученных нами лавах повышены), в меньшей мере — скандием. Все это побудило И.Н. Говорова [7] объединить островодужные вулканы в сиальфический класс и приписать им коровое происхождение, что, как будет показано ниже, вполне резонно.

Чрезвычайно важным показателем природы магматических расплавов является характер выносимых ими глубинных кристаллических включений. В четвертичных лавах Камчатки и Курильских островов в качестве таковых описан [20] широкий набор изверженных и метаморфических (как по изверженным, так и по осадочным породам) образований, среди которых практически на всех вулканах главенствующее значение имеют в различной степени метаморфизованные (вплоть до гранулитовой фации) породы с габбровым (т.е. существенно плагиоклазовым) парагенезисом минералов. Последнее очень хорошо согласуется с общим лейкократовым характером вмещающих их эффузивов, кото-

рые в полнокристаллическом варианте отвечают габбро-анортозитам. Среди ксенолитов в лавах Курило-Камчатской провинции, как и других "андезитовых" провинций тихоокеанского активного обрамления, не известны достоверные находки барофильных пироп-омфацитовых образований эклогитовой фации. Не известны среди них также и гипербазиты со шпинелью или гранатом (порой находящиеся в реакционных взаимоотношениях), встречающиеся в щелочных базальтах океанов и континентов и трактуемые как близкое к первичному вещество верхней мантии или тугоплавкий остаток при выплавлении базальтов. Все обнаруженные ксенолиты относятся к породам, которые широко развиты в орогенных областях континентов, переживших длительную и сложную геосинклинальную предысторию.

Таким образом, вся консолидированная (кристаллическая) часть литосферы Курило-Камчатской дуги от уровней начальной магмогенерации, т.е. с глубин около 50–60 км (судя по пределу устойчивости габбрового парагенезиса – до 15 кбар и 1200°С и определяемому им положению "эклогитового барьера"), представляет собой пеструю мозаику эвгеосинклинальных вулканических, вулканогенно-осадочных, осадочных и интрузивных пород преимущественно основного состава (гранитоиды здесь играют подчиненную роль), неравномерно деформированных и метаморфизованных в условиях высоких температур и относительно низких давлений. Несмотря на более высокое положение в регионе границы М, всю эту часть литосферы следует относить к земной коре, в плане ее вещественно-петрографического состава, что снимает необходимость выделения здесь "разуплотненной" мантии или гипотетической "коро-мантийной" смеси, вещественный смысл которых всегда остается более чем неопределенным. Именно этот существенно габбровый коровый субстрат в отличие от ультраосновного собственно мантийного под океанами¹ служит источником спектра разнокислотных щелочноземельных магм островной дуги, кристаллизационная дифференциация которых приводит к наблюдаемому на дневной поверхности разнообразию четвертичных эффузивов. Главными представителями этого субстрата служат габбро-гранулитовые и амфиболитовые включения, нередко несущие отчетливые следы посткристаллизационного плавления (образующееся при этом стекло по составу сходно с вмещающей лавой, на что указывал в свое время Ю.П. Масуренков [14]).

Большое значение имеет проблема соотношения вулканизма с сейсмичностью, которая, в свою очередь, тесно связана с вопросом о местах локализации магматических очагов и роли сейсмического процесса в их возникновении. Обычно она рассматривается в двух планах – динамическом и геохимическом.

В первом случае главной предпосылкой к постановке этой проблемы служит тесная пространственно-временная сопряженность вулканизма и сейсмичности в районах островных дуг, обычно трактуемая как определенное указание на существование между ними парагенетической

¹ Уместно напомнить, что на существенные различия в составе верхней мантии океанов и островных дуг, служащей магмогенерирующим субстратом вулканов, неоднократно указывал выдающийся советский вулканолог Г.С. Горшков [8 и др].

или даже причинно-следственной связи. Вулканизму при этом, как правило, отводится роль своеобразного "следствия" сейсмического процесса (снятия напряжений в очагах землетрясений) на глубинах 100–200 км под активными вулканами.

Во втором случае основой для выводов служит давно установленная на достаточно представительном материале высокая корреляция состава четвертичных эффузивов (прежде всего содержания в них таких легкоподвижных некогерентных элементов, как калий, рубидий и др.) с глубиной залегания сейсмофокальной зоны (области сосредоточения очагов землетрясений), к которой, вслед за Х. Куно, некоторые исследователи (Е.К. Мархинин, Р.З. Тараканов и др.) склонны приурочивать первичные магматические очаги островодужных вулканов.

Анализ этой сложной проблемы в целом привел авторов к выводу, что сейсмичность нельзя считать ответственной за вулканический процесс ни в динамическом, ни в геохимическом планах, однако определенные "точки соприкосновения" между этими глобальными явлениями все же, по-видимому, существуют. Пока не найдено ни одного серьезного аргумента в пользу представления о снятии напряжений в очагах землетрясений как причине возникновения зон плавления (даже частичного), хотя следует констатировать, что механическое ("подталкивающее") влияние на активность магматических процессов сейсмические явления, несомненно, имеют. Можно также совершенно определенно утверждать, что возрастание сейсмичности на нормальных и промежуточных глубинах (до 250–300 км), как правило, сопровождается общей активизацией вулканического процесса [1].

Не дает конкретного ответа на поставленный вопрос и факт уверенной корреляции химического состава четвертичных вулканических пород с глубиной до сейсмофокальной зоны [4]. Действительно, одно только существенное повышение в них концентраций K, Rb, Sr и других элементов при одновременном увеличении глубины залегания под вулканами сейсмофокальной зоны не позволяет считать, что магматические очаги вулканов находятся в ее пределах. Вместе с тем, будучи отражением общей геохимической зональности, этот своеобразный факт, несомненно, имеет определенный петрогенетический смысл. Вслед за А.А. Маракушевым и Л.Л. Перчуком [12] авторы предполагают, что здесь в результате снятия напряжений (т.е. снижения общего давления) усиленно протекают реакции между карбидами и гидридами, являющиеся источником сильно восстановленных флюидов. Последние, обладая высокими кислотными свойствами, фильтруются через верхнемантийные породы с увеличивающихся в сторону континента глубин и в соответствующей степени насыщаются сильными основаниями. "Сгорая" на относительно неглубоких уровнях (главным образом в основании утолщенной под вулканическими поясами "габбровой" земной коры), эти флюиды инициируют возникновение очагов магматического расплава с увеличивающимся в том же направлении содержанием щелочей и, возможно, других сильных оснований.

Таким образом, комплекс имеющихся на сегодняшний день геохимических и геолого-геофизических данных (в том числе геофизических материалов о положении под вулканами своеобразных аномальных облас-

тей, по ряду признаков отождествляемых с магматическими очагами, а также результатов физико-химического эксперимента) с достаточной определенностью свидетельствует о приуроченности первичных магматических очагов островодужных вулканов к нижней, существенно гранулит-базитовой части утолщенной (до 50–60 км) и в целом основной по составу земной коры (не в геофизическом, а петрологическом смысле). Формирование магматических расплавов под островной дугой происходит на несколько увеличивающихся в сторону континента глубинах в результате частичного (до полного) плавления "габбрового" субстрата в зональном по щелочности потоке глубинных флюидов, поставляющих необходимое для плавления тепло, снижающих температуру плавления и сдвигающих эвтектику в лейкократовую область. В результате такого селективного отгона более легкоплавкой лейкократовой фракции вверх нижние части земной коры претерпевают утяжеление, обогащение остаточными тугоплавкими железо-магнезильными фазами, т.е. своеобразную "базификацию". Однако преобразования континентальной коры в океаническую при этом не происходит. Не происходит здесь также и наращивание земной коры, предполагаемое некоторыми исследователями [13]. В результате развития андезитового островодужного вулканизма кора лишь претерпевает дальнейшую вещественную дифференциацию и усложнение, однако мощность ее при этом существенно не изменяется (некоторое увеличение мощности коры здесь может происходить только за счет инъекции в нее мантийных выплавов).

С разных уровней земной коры магматические расплавы транспортируются к дневной поверхности по разветвленной, развивающейся в пространстве и времени системе подводных каналов и периферических камер, являющихся местами эффективного протекания процессов кристаллизационной дифференциации и ассимиляции (в частности глиноземистых глинистых пород), которые и приводят в конечном счете к формированию всего спектра наблюдающихся на дневной поверхности изверженных пород.

На зрелой стадии развития островодужного вулканизма перед фронтом высокотемпературных базальт-андезибазальтовых магматических колонн на сравнительно неглубоких уровнях земной коры (всего 5–15 км) возможно возникновение довольно крупных очагов кислой магмы, прорывы которой на поверхность сопровождаются своеобразными "пемзоизлияниями", массовым накоплением игнимбритов, спекшихся туфов и вулcano-тектонической деструкцией коры (кальдеро- и грабенообразованием). Породы этой стадии вулканизма несут отчетливые следы смещения основной и кислой магм, ассимиляции и гибридизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдурахманов А.И., Федорченко В.И.* О возможности истолкования пространственно-временных связей сейсмических и вулканических явлений в Курило-Камчатской зоне. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976, вып. 48, с. 6–16.
2. *Абдурахманов А.И., Федорченко В.И.* Закономерности распределения лития, рубидия и стронция в четвертичных лавах Курильских островов. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 6, с. 11–26
3. *Абдурахманов А.И., Федорченко В.И.* Закономерности распределения элемен-

тов группы железа в четвертичных лавах Курильских островов. — Вулканология и сейсмология, 1983, № 3, с. 10–24.

4. *Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун, Пискунов Б.Н., Федорченко В.И.* Соотношение содержаний окиси калия и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны. — В кн.: Палеосейсмофокальные зоны. Владивосток: Владивост. кн. изд-во, 1981, с. 55–77.

5. *Аношин Г.Н., Кебезинская В.В.* Распределение золота в кайнозойских вулканических породах Курило-Камчатской провинции в связи с их петрохимическими особенностями. — Геохимия, 1972, № 8, с. 910–925.

6. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555–571.

7. *Говоров И.Н.* Происхождение и металлоносность глубинных магматических пород (по геохимическим данным). — В кн.: Магматизм и металлогения Дальневосточного региона. Владивосток: Владивост. кн. изд-во, 1980, с. 3–13.

8. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.

9. *Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 124–137.

10. *Коржинский Д.С.* Зависимость степени окисленности железа в магме от щелочности. — ДАН СССР, 1978, 238, № 4, с. 948–950.

11. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального вулканизма. М.: Недра, 1980. 246 с.

12. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли (геология, геохимия, геофизика). М.: Изд-во МГУ, 1975, вып. 2, с. 18–34.

13. *Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 256 с.

14. *Масуренков Ю.П.* Реконструкция среды и условий магнеообразования по включениям в вулканогенных породах. — В кн.: Кислый вулканизм. Наука: Новосибирск, 1973, с. 39–56.

15. *Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И.* Геохимия дифференцированных траппов. М.: Наука, 1973. 196 с.

16. *Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В.* Геохимия магматических пород. — Геохимия, 1970, № 4, с. 446–459.

17. *Орлова Л.П., Леонова Л.Л., Цыханский В.Д.* Геохимия циркония и гафния в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги. — Геохимия, 1979, № 11, с. 1644–1651.

18. *Пискунов Б.Н.* Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976, вып. 48, с. 17–33.

19. *Пискунов Б.Н., Федорченко В.И.* Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы. — Тихоокеан. геология, 1982, № 3/4, с. 36–49.

20. *Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.

21. *Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, 76, N 7, p. 1330–1333.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА СОВРЕМЕННЫХ И ПАЛЕООСТРОВНЫХ ДУГ (на примере Курильской и Северо-Кавказской)

В настоящее время общепризнано, что островодужный процесс является одним из основных механизмов образования континентальной земной коры на месте первоначальной океанической [33, 35]. Неудивительно поэтому то большое внимание, которое уделяется в последние годы вопросам магматизма, а особенно магматической эволюции островных дуг [4] — основного структурного элемента зоны перехода от океана к континенту.

В зависимости от того, на чем закладывается дуга, могут быть выделены две основные категории островных дуг: энсиматические, заложенные на океаническом фундаменте, и энсиалические, заложенные на континентальном фундаменте [12]. В отличие от энсиалических дуг, в ходе развития которых происходит лишь непрерывное увеличение мощности и структурно-вещественной дифференцированности уже имеющейся сиалической коры, магматизм энсиматических островных дуг отчетливо эволюционирует во времени. При этом устанавливаются [4] последовательные стадии эволюции дуг этого типа — юная, развитая и зрелая, каждая из которых характеризуется наряду со спецификой магматизма особенностями тектонического режима, метаморфизма и осадконакопления. Необратимый характер эволюции юных, преимущественно внутриокеанических островных дуг приводит к прогрессивной "континентализации" их внутренней структуры, выражающейся в резком возрастании мощности и петрографического разнообразия пород "гранитно-метаморфического" и "базальтового" слоев с последующим превращением в развитые, а затем сложно дислоцированные зрелые, преимущественно периферийно-океанические, дуги, наращивающие в процессе аккреции общую массу континентов. Закрывание океанических бассейнов и задуговых окраинных морей нередко приводило к тому, что многие островные дуги минувших геологических эпох (палеодуги) расположены в настоящее время во внутренних частях континентов, входя в состав внутриконтинентальных складчатых областей (дуги Средиземноморского пояса и др.).

Целью настоящей статьи является сравнение закономерностей развития магматизма современных и палеоостровных дуг зрелого типа на примере двух весьма близких по геологическому строению — Курильской (южная часть) и мезозойской Северо-Кавказской островных дуг. Необходимость такого анализа диктуется все возрастающей потребностью проведения палеоактуалистических реконструкций при изучении магматизма различных этапов эволюции Земли как планеты.

КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ)

Курильская островная дуга относится к категории сложных, так как отдельные ее сегменты находятся на разных этапах развития. Наиболее геологически просто построен Центрально-Курильский сегмент дуги, где

по геофизическим данным [22], формирование "гранитно-метаморфического слоя" только начинается, а наиболее зрелые — северный и южный сегменты, обладающие корой континентального профиля мощностью 20–35 км. Кроме того, в южной части островной дуги находится так называемая Малая Курильская гряда, представляющая собой типичный пример фронтальной, невулканической гирлянды островов в сложных эшелонированных островодужных системах Мирового океана. Как и другие подобные морфоструктуры, Малая гряда сложена наиболее древними на Курилах комплексами пород, палеонтологически и радиологически датированными ранним мелом [9]. Поэтому чтобы получить целостную картину развития магматизма Курильской островной дуги в интервале мел–плейстоцен, рассмотрим закономерности эволюции южной ее части, включающей Малую Курильскую гряду и о-в Кунашир.

Геофизические данные [22], находки гранитных, гнейсо-гранитных, кварц-диоритовых и кварц-амфиболитовых ксенолитов в лавах о-ва Шикотан — крупнейшего из островов Малой гряды [24] — свидетельствуют о континентальном типе строения Южных Курил, характеризующихся отчетливо выраженным и сравнительно мощным (5–10 км) "гранитно-метаморфическим слоем". Следует заметить, что кислые изверженные и метаморфические породы, аналогичные встречаемым в виде ксенолитов на о-ве Шикотан, широко распространены в составе ранне-среднемезозойских регионально метаморфизованных толщ смежного геоблока — пояса Хидака на о-ве Хоккайдо в Японии [8]. Таким образом, наличие сиалического субстрата под южной группой Курильских островов, скорее всего мезозойского возраста, фиксируется достаточно отчетливо.

На островах Малой Курильской гряды в интервале мел–палеоген выделяются четыре магматические формации, последовательно сменяющие друг друга в геологическом разрезе [31]: 1) базальтовая; 2) базальт-андезибазальтовая; 3) шошонитовая; 4) габбро-долерит-базальтовая. На о-ве Кунашир можно выделить еще две магматические формации в интервале неоген–плейстоцен [13]: 1) базальт-риолитовую; 2) андезитовую. Таким образом, магматические формации о-ва Кунашир как бы надстраивают разрез Малой Курильской гряды. На рис. 1 приведены схематические карты магматических формаций Южной части Курильской островной дуги.

Базальтовая формация. Наиболее древние магматические породы Курильской островной дуги входят в состав базальтовой формации, возникшей в интервале 100–80 млн. лет, что в среднем соответствует границе раннего и позднего мела¹. На о-ве Шикотан формация образована стратифицированной толщей базальтовых лав наземной и глубоководной фаций.

С тихоокеанской стороны острова базальтовая формация сложена продуктами наземных лавовых излияний. Помимо базальтов, отмечаются отдельные потоки андезибазальтов и, возможно, андезитов. С охотоморской стороны острова обнажается толща (мощностью 300 м) однородных базальтовых пиллоу-лав (глубоководная фация) с хемогенным межшаровым цементом, представленным яшмами и известняками.

¹ Здесь и далее для мелового периода используются хронометрические рубежи, рекомендованные Д.П. Найдным [19]: граница ранний–поздний мел — 96–95 млн. лет, мел–палеоген — 65 млн. лет.

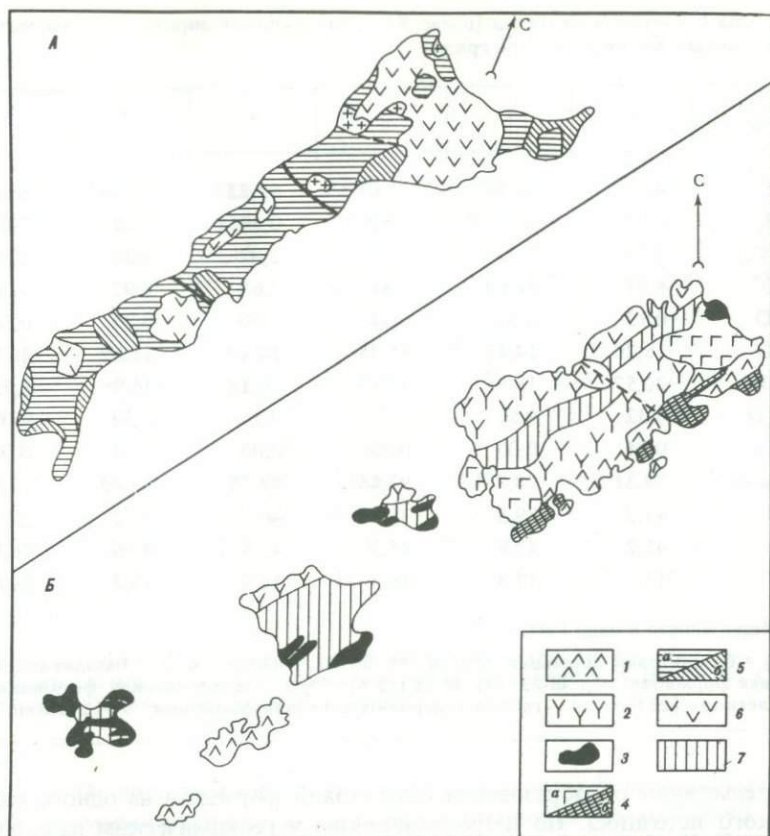


Рис. 1. Схематическая карта магматических формаций южной части Курильской островной дуги. Составлена А.А. Цветковым с использованием данных Г.И. Говорова [31], В.Н. Дуничева [31]

А — о-ва Кунашир, Б — острова Шикотан, Полонского, Зеленый, Юрий, Танфильева, Анучина (с севера на юг); 1—4 — магматические формации Малой Курильской гряды: 1 — базальтовая (βK_1 (?) — K_2), 2 — базальт-андезито-базальтовая ($a\beta K_2$), 3 — шощонитовая (ст $K_2 - \Psi_1$), 4 — габбро-долерит-базальтовая ($\delta \Psi_1$); 2: а — интрузивы габбро и габбро-норитов, б — комплекс параллельных долеритовых и габбро-долеритовых даек; 5, 6 — магматические формации Большой Курильской гряды: 5 — базальт-риолитовая ($\beta \lambda N_1^3 - N_2^3$): а — базальтовые, андезитовые, дацитовые и риолитовые лавы и туфы, б — интрузивы гранитоидов; 6 — андезитовая (а Q_{1-4}); 7 — осадочные породы

Все эффузивы относятся к порфировому, реже афировому типу. Основная масса слабо раскристаллизована. Вкрапленники представлены авгитом ($Wol_{38-41}En_{42-45}Fs_{13-17}$) (табл. 1) и преобладающим плагиоклазом (An_{50-70}) нескольких генераций; отмечаются единичные зерна оливина, ортопироксена. Типоморфный акцессорный минерал эффузивов — сфен (лейкоксен).

Близкий химизм пород из различных районов о-ва Шикотан, четкая стратификация и исключительно эффузивный состав толщ наряду с формированием в отчетливо фиксированном временном интервале, по-видимому,

Таблица 1. Химический состав (в мас. %) вкрапленников пироксенов в магматических породах Малокурильской гряды

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,67	49,87	51,63	52,21	52,49	55,47
TiO ₂	0,72	1,26	0,60	0,44	0,58	0,27
Al ₂ O ₃	2,94	3,33	1,62	2,87	3,28	2,30
FeO*	8,72	10,69	9,84	7,64	8,92	12,89
MnO	0,13	0,31	0,34	0,30	0,24	0,30
MgO	16,20	14,42	15,25	14,47	15,62	26,93
CaO	20,57	18,35	17,87	20,18	16,98	1,73
Na ₂ O	0,32	0,51	0,33	0,25	0,38	0,05
K ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,31	98,75	97,46	98,35	98,49	99,94
Wol	41,2	39,3	38,2	46,3	37,2	3,5
En	45,2	42,9	45,3	43,5	47,6	76,1
Fs	13,6	17,8	16,5	12,9	15,2	20,4

* Общее железо в виде FeO.

1—3 — базальтовая формация, обр. Ш-188, Ш-163, Г-1050; 4—6 — базальт-андезиба-
зальтовая формация, обр. Ш-235 (4), Ш-180 (5,6); 7, 8 — шошонитовая формация, по
А.А. Цветкову [28]; 9—14 — габбро-долерит-базальтовая формация: 9—12 дайки, обр.

свидетельствуют об образовании базальтовой формации из одного магма-
тического источника. По петрохимическим и геохимическим параметрам
все вулканиды относятся к известково-щелочной магматической серии
(табл. 2) и характеризуются сравнительно высоким содержанием щелочей
(в %): Na₂O + K₂O 2,8—6,4; Na₂O 2,8—4,4; K₂O 0,5—1,6, а также Rb (до
28 г/т), Sr (403—508), Ba (418—855 г/т).

Базальт-андезибазальтовая формация. Следующий этап в эволюции
магматизма Малой Курильской гряды (80—70 млн. лет — вторая половина
позднего мела) характеризуется интенсивной вулканической деятельно-
стью, продукты которой формируют два структурно-вещественных ком-
плекса дуги. Осевая водораздельная зона о-ва Шикотан (горы Ноторо,
Томари) сложена наземными, в основном меланократовыми, пироксен-
плагиоклазовыми андезибазальтовыми, а также базальтовыми и андези-
товыми лавами, субвулканическими телами и силлами.

Синхронно наземному вулканизму осевой зоны Малых Курил на охото-
морской стороне структуры (северо-западное побережье островов Шико-
тан, Полонского, Зеленый, п-ова Немуро в Японии) шло формирование
подводной вулканогенной молассы (мощность около 1000 м), палеонто-
логически датируемой кампаном [21]. Аккумуляция вулканогенно-осадоч-
ного материала происходила, по-видимому, у северо-западного подножья
вулканического хребта, в значительной мере за счет его размыва. Об этом
свидетельствуют одинаковые значения возраста, а также сходный петро-
графический и химический состав вулканических пород и обломочной части

	7	8	9	10	11	12	13	14
	52,45	52,09	51,89	55,52	50,38	53,05	52,76	49,47
	0,48	0,63	0,54	0,11	0,79	0,27	0,36	0,72
	3,08	4,35	3,13	1,35	4,01	1,56	2,57	4,52
	8,71	7,56	7,13	14,16	8,11	14,99	5,55	8,42
	—	—	0,14	0,24	0,21	0,25	0,04	0,14
	13,82	14,52	16,72	27,28	14,15	26,34	16,60	13,72
	19,23	19,64	21,01	2,07	21,31	2,13	23,36	23,46
	0,38	0,79	0,37	0,05	0,36	0,04	0,32	0,37
	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
	98,11	99,58	100,98	100,82	99,36	98,67	101,60	100,87
	42,7	43,3	41,9	4,0	45,1	4,2	46,0	47,7
	42,7	43,9	44,8	74,3	41,6	72,6	45,5	38,9
	14,6	12,8	13,3	21,7	13,3	23,4	8,5	13,4

Ш-149 (9,10), Ш-150 (11,12), 13, 14 — эффузивы, обр. Ш-159, 1078-9; 6, 10, 12 — орто-
пироксены; остальные — клинопироксены. Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР на
микросзонде "Cameca", аналитик М.В. Цветкова.

молассы. От подстилающих базальтовых лав породы базальт-андезиба-
зальтовой формации отличаются пониженной титанистостью (0,5—0,9% TiO₂),
повышенным содержанием щелочей (3,2—4,5 Na₂O, 1—2,5% K₂O), порфи-
ровой структурой и увеличением доли авгита в составе вкрапленников (см.
табл. 1); в петрохимическом отношении они также относятся к извест-
ково-щелочной серии (табл. 3).

Дальнейшая интенсивная денудация вулканического хребта в относи-
тельно стабильных тектонических условиях привела к образованию мощ-
ных (до 1000 м) толщ терригенного флиша, отложения которого в основ-
ном согласно перекрывают молассу по простиранию всей структуры Ма-
лой гряды и фаунистически датированы маастрихтом [25].

Шошонитовая формация. Ритмично переслаивающиеся вулканомиктовые
песчаники и алевролиты флишоидной толщи являются вмещающими для
пород шошонитовой формации. Последние представлены шошонитами и их
яснокристаллическими мелано- и лейкократовыми аналогами, слагающими
силлы мощностью 20—250 м и реже покровы и дайки. По данным К-Аг
датирования, эта формация возникла в маастрихт-палеоценовое время
(70—60 млн. лет). Мощность силлов и степень их дифференциации законо-
мерно возрастают от о-ва Шикотан к о-ву Хоккайдо.

Для крупных (200—250 м) силлов характерны явления дифференциа-
ции на месте. Так, мощный расслоенный силл на мысе Неприступном
(о-в Танфильева) сложен от подошвы к кровле ортоклаз-оливиновыми
габбро-норитами, биотит-ортоклазовыми тешенитами, мондонитами, сени-

Таблица 2. Химический состав пород базальтовой формации

Компоненты*	1	2	3	4
SiO ₂	40,14	47,49	48,27	48,32
TiO ₂	1,22	1,09	1,41	1,16
Al ₂ O ₃	20,32	17,47	17,82	17,23
Fe ₂ O ₃	8,06	5,92	4,80	5,90
FeO	3,92	4,63	6,50	4,19
MnO	0,26	0,26	0,26	0,27
MgO	7,49	5,40	5,10	4,81
CaO	11,58	10,11	9,87	10,22
Na ₂ O	3,26	2,91	2,95	3,18
K ₂ O	1,19	0,99	1,08	0,42
H ₂ O ⁺	0,33	1,57	0,86	2,13
H ₂ O ⁻	1,69	1,72	0,61	1,51
P ₂ O ₅	0,52	0,24	0,52	0,20
Сумма	99,98	99,80	100,05	99,54
Ni	32	29	16	23
Cr	43	25	18	20
V	170	220	180	55
Cu	380	112	100	200
Y		31		
Zr		101		
Nb		3		
Rb		8		
Sr		475		
Ba		558		

* Окислы — в мас. %; элементы — в г/т.

1—10 — о-в Шикотан: 1, 5, 7—9 — наземные лавы, обр. Ш-171, Ш-162, Ш-188, Ш-163, Ш-190, юго-восточное побережье между бухтами Церковная и Горбунок, 2—4, 6 — пиллоу-лавы, обр. Г-1050, Г-1040, Г-1052, Г-1044, юго-западный берег бухты Крабовой, 10 — нодуль амфиболита в лавобрекчиях горы Шикотан, обр. Ш-233А. Коллекция Г.И. Говорова. Радиологический возраст обр. 2, 7, 8 соответственно 88, 94, 105 млн. лет [31]. Анализы выполнены в лабораториях ИГЕМ АН СССР и ДВГИ ДВНЦ АН СССР (анали-

тами и анализированными тешенитами. Ряд минералогических и петрохимических особенностей — большое количество калиевого полевого шпата, авгитовый состав клинопироксена (см. табл. 1), низкое содержание в породах титана (0,5—0,6% TiO₂; табл. 4), высококалиевый состав остаточных стекол (до 7—9% K₂O) и отсутствие тренда обогащения ферросилитовым компонентом породообразующих пироксенов в последовательных магматических дифференциатах — позволяет отнести шошониты Малой Курильской гряды к островодужной шошонитовой серии, типоморфной для развитых и зрелых островных дуг и активных окраин континентов (дуги Меланезии и Микронезии, Восточная и Центральная Камчатка,

	5	6	7	8	9	10
	50,54	51,10	51,42	52,82	53,61	39,98
	0,93	1,41	1,16	1,19	0,83	1,40
	16,52	17,63	16,91	16,92	18,15	12,18
	6,62	4,25	4,96	4,99	5,49	8,27
	2,22	5,49	4,56	3,15	1,68	8,78
	0,15	0,21	0,17	0,19	0,16	0,15
	5,68	4,50	4,87	3,58	3,82	13,23
	7,25	9,22	8,40	6,10	7,61	9,99
	2,82	2,98	2,89	4,44	3,57	1,94
	1,10	1,16	0,74	1,59	1,21	1,26
	4,70	0,88	2,32	2,37	2,54	2,28
	1,24	0,30	0,68	1,78	0,29	0,00
	0,39	0,54	0,53	0,36	0,39	0,21
	100,16	99,58	99,61	99,48	99,35	99,67
	70	16		36	28	95
	55	14		28	23	240
	230	180		230	170	250
	400	165		400	600	250
		50	46	31		
		124	34	161		
		3	3	3		
		8	6	26		
		436	403	508		
		479	418	855		

тики Т.Г. Ватутина, Л.В. Шкодюк, О.Г. Унанова). Содержания Ni, Cr, V, Cu определялись методом количественного спектрального анализа (предел чувствительности 1 г/т) Э.Д. Голубевой (ДВГИ); Zr, Rb, Sr, Ba — рентгеноспектральным методом на приборах АРФ-6 и VRA-2 (предел чувствительности для Rb = 1 г/т, для остальных элементов — 3 г/т) А.И. Белоглазовым и В.В. Перепелицей (ДВГИ).

Перуанско-Боливийский и Аргентинский сегменты Южно-Американских Анд, запад Северной Америки и др.).

Габбро-долерит-базальтовая формация. В ее состав входят продукты магматизма палеоцен-эоценового этапа (60—40 млн. лет). Наиболее ранними по времени образования являются габброидные плутоны площадью 20—25 км², обнажающиеся на о-ве Шикотан и обладающие слоистостью: плагиоклазовые перидотиты, габбро-перидотиты, оливиновые габбро, габбро-нориты, габбро, монзониты, монцодиориты.

Притихоокеанская зона Малых Курил — юго-восточное побережье о-ва Шикотан, острова Юрий, Анугина, а также Юрури и Могорури (Япония) —

Таблица 3. Химический состав пород базальт-андезибазальтовой формации

Компоненты*	Базальты					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,46	47,45	47,87	49,23	49,09	49,22
TiO ₂	0,90	0,69	0,57	0,98	0,82	0,85
Al ₂ O ₃	17,09	19,16	17,10	19,93	18,03	18,00
Fe ₂ O ₃	8,17	5,37	6,33	4,27	2,71	4,52
FeO	1,78	5,67	3,12	5,71	3,93	4,30
MnO	0,23	0,18	0,19	0,14	0,15	0,09
MgO	7,52	5,33	6,25	5,58	4,72	5,32
CaO	7,28	9,62	10,64	9,25	11,60	5,67
Na ₂ O	3,33	2,45	2,40	3,19	3,06	4,24
K ₂ O	2,19	0,39	1,36	1,06	1,54	2,26
H ₂ O ⁺	3,69	2,46	3,25	1,34	1,91	3,24
H ₂ O ⁻	2,37	1,18	0,77	0,30	0,97	1,78
P ₂ O ₅	0,16	0,34	0,22	0,48	0,34	0,25
Сумма	100,54	100,49	100,08	100,46	99,83	99,74
Ni	32	45	25	12	53	14
Cr	14	9,0	20	10	50	11
V	392	450	70	180	400	250
Cu	30	180	80	70	180	190
Y			27	16	19	
Zr	80		43	33	42	
Nb			3	3	3	
Rb			28	10	12	
Sr			517	601	696	
Ba			721	497	681	

*Окислы — в мас. %, элементы — в г/т.

1, 3–14 — о-в Шикотан: 1 — бухта Хромова, обр. 22/8-77, 3, 7 — гора Шикотан, обр. Ш-235, ГГ-201, 4 — бухта Малокурульская, обр. Г-1114, 5, 6 — северо-восточный берег бухты Крабовой, обр. Ш-193, Ш-196, 8, 10 — мыс Думнова, обр. Ш-122, Ш-124, 9 — гора Ноторо, обр. Г-1080, 11, 13 — гора Томари, обр. Ш-180, Ш-185, 12, 14 — бухта Отрад-ная, обр. 22/28-77, Г-1059; 2 — о-в Полонского, обр. 12-77. Матакотанский комплекс:

являются областью развития субаэральных вулканитов и комагматических пород дайкового комплекса. Последние сформировались в условиях рифтоподобного растяжения земной коры и активного магматизма, о чем прямо свидетельствуют роли сближенных крутозалегающих параллельных базитовых даек. Габбро-долеритовые и долеритовые (нередко плагиофировые) дайки прорывают лавы, а местами перекрыты ими, что указывает на синхронность процессов внедрения и излияния, осуществлявшихся в едином геодинамическом режиме. На отдельных участках сеть даек сильно сгущается, формируя мощные (до 1,5–2 км) псевдослоистые толщи,

	Базальты				Андезибазальты			
	7	8	9	10	11	12	13	14
	49,59	50,77	51,77	52,60	53,44	54,11	54,31	54,72
	0,73	0,77	0,73	0,68	0,98	0,71	1,45	0,48
	16,99	17,99	19,51	16,50	15,80	18,54	16,64	14,08
	4,07	6,94	1,95	6,93	4,54	4,01	5,69	10,45
	5,41	2,76	5,41	2,60	3,35	3,58	2,19	4,19
	0,17	0,14	0,14	0,13	0,16	0,15	0,14	0,15
	5,92	4,19	5,86	4,39	7,72	3,52	4,41	2,63
	7,22	8,24	8,26	8,56	8,00	7,83	6,38	7,26
	3,66	2,09	3,22	2,41	3,27	4,45	4,39	3,38
	2,79	1,26	1,17	1,56	1,26	1,91	2,05	1,97
	2,54	2,61	1,58	1,77	1,04	0,65	1,18	0,00
	0,12	1,71	0,18	1,40	0,44	0,73	0,70	0,62
	0,37	0,37	0,44	0,34	0,13	0,23	0,24	0,41
	99,58	99,93	100,22	99,87	100,13	100,58	99,77	100,34
	23	22	23	10	77	7,9	18	8,0
	50	16	45	8,5	170	14	9,0	5,0
	160	340	160	180	190	252	230	140
	40	210	180	190	100	50	550	95
		28	14	20	27		39	
		82	69	75	87	100	183	
		3	3	3	3		3	
		19	24	18	24		32	
		661	634	648	482		513	
		771	584	495	470		707	

1, 2, 10 — обломки в конгломерато-брекчиях, 4–6 — прослой шаровых лав в конгломератах, 8, 12, 14 — дайки. Ноторо-томаринский комплекс (наземные эффузивы): 3, 7, 9, 11, 13. Коллекции Г.И. Говорова, А.А. Цветкова, А.И. Абдурахманова. Радиологический возраст обр. 1, 3, 9, 11, 12 соответственно 68, 69, 75, 77 млн. лет [31].

морфологически сходные с расслоенными дайковыми комплексами офиолитов.

Породы габбро-долерит-базальтовой формации в основном принадлежат к известково-щелочной, частично к К-На субщелочной магматической серии (табл. 5). Вполне вероятно, что эффузивные комагматы поздних субвулканических тел габбро-долерит-базальтовой формации непосредственно подстилают наиболее древние островодужные комплексы Больших Курил.

Базальт-риолитовая формация. Это наиболее древняя формация на о-ве

Таблица 4. Химический состав пород шошонитовой формации

Компоненты*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49,18	49,02	52,86	50,69	51,61	50,00	51,03	53,83	53,36	53,76	55,80
TiO ₂	0,52	0,62	0,62	0,53	0,54	0,69	0,52	0,83	0,81	0,39	0,64
Al ₂ O ₃	14,20	12,69	17,52	15,27	14,97	14,78	14,34	16,70	16,13	17,63	17,40
Fe ₂ O ₃	3,53	4,56	4,52	4,08	3,46	5,15	3,03	2,46	4,48	4,04	2,78
FeO	6,19	4,97	3,52	4,27	4,56	4,05	5,13	5,91	3,02	3,18	1,96
MnO	0,09	0,02	0,12	0,17	0,14	0,13	0,16	0,21	0,17	0,28	0,12
MgO	9,56	8,57	3,23	8,22	6,75	6,51	7,89	4,09	4,01	3,47	1,14
CaO	8,30	8,56	4,18	6,75	6,55	8,00	7,02	3,37	4,94	5,59	5,16
Na ₂ O	2,61	2,96	5,06	3,30	3,58	3,63	3,09	3,99	2,55	3,91	3,31
K ₂ O	2,88	3,21	4,45	3,41	3,52	2,71	3,71	4,92	6,00	3,78	7,05
H ₂ O ⁺	1,93	3,25	2,58	2,53	3,33	2,25	3,08	2,02	3,46	1,84	0,84
H ₂ O ⁻	0,35	0,69	0,63	0,20	0,00	1,54	0,00	0,79	0,00	1,21	2,65
P ₂ O ₅	0,43	0,57	0,76	0,40	0,43	0,35	0,45	0,81	0,34	0,46	0,79
Сумма	99,77	99,85	99,31	99,82	99,44	99,79	99,45	99,93	99,27	99,54	99,64
Ni	214	259	12	170	70	190	112	10	13	15	
Cr	491	374	14	650	600	550	450	35	18	11	
V				300	200	250	300	200	190	130	
Cu				450	420	500	420	360	68	160	
Y	18	21	32		7					21	
Zr	41	52	66		24					90	
Nb	3	3			3					3	
Rb	62	59	84		68					63	
Sr	559	562	709		844					611	
Ba	803	726	1246		776					1007	

* Окислы — в мас. %, элементы — в г/т.

1—3 — расслоенный силл: 1 — ортоклаз-оливиновый габбро-норит, обр. 20/35-77, 2 — биотит-ортоклазовый тешенит, обр. 19/47-77, 3 — монзонит, обр. 19/27-77; 4—8 — недифференцированные шошонитовые силлы, обр. 53-77, 66-77, 77-77, 70-77, 263а; 9 — шошонит, дайка, обр. Ш-38; 10 — шошонит, покров, обр. ГГ-192; 11 — трахит,

обр. 20/7-77. 1—5, 8, 11 — о-в Танфильева: 1—3 — мыс Непроступный, 4, 5, 11 — мыс Боевой, 8 — мыс Болотный; 6, 7 — о-в Зеленый; 9, 10 — о-в Шикотан, северо-восточное побережье (бухта Цунами). Коллекции А.А. Цветкова, А.И. Абдурахманова, Г.И. Говорова. Радиологический возраст обр. 1—3, 10, 11 — соответственно 61, 68, 63, 71, 61 млн. лет [31].

Кунашир, расположенном в осевой вулканической зоне Курильской островной дуги, и она датируется миоценом—плиоценом [13]. В основании разреза формации лежат пропилитизированные псаммитовые андезитовые и андезибазальтовые туфы ("зеленые туфы"). Выше залегают андезитовые, базальтовые, андезито-дацитовые до риолитовых лавы и пирокластическая, образующие отчетливо стратифицированную толщу мощностью свыше 1000 м. Присутствующие в составе формации интрузивные образования представлены диоритами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и гранитами, сопровождающимися медно-полиметаллическим оруденением [4]. В петрохимическом отношении формация относится к известково-щелочной магматической серии (табл. 6).

Андезитовая формация. Сюда относятся продукты наземной вулканической деятельности пяти плейстоцен-современных вулканов о-ва Куна-

шир. Большая их часть представлена андезитовыми лавами и пирокластической, хотя известны и базальтовые излияния (вулкан Тяга), а также выбросы дацитовых пемз и шлаков. Как и породы предыдущей формации, все магматические образования этого этапа относятся к известково-щелочной серии (см. табл. 6). Вещественную эволюцию составов пород различных магматических формаций Малой Курильской гряды иллюстрирует рис. 2.

Переходя к интерпретации изложенного материала, прежде всего необходимо отметить следующее. В пределах подводной части Малой Курильской гряды и ее северного продолжения — хребта Витязь — при драгировании были подняты гранодиориты, граниты и диориты раннемелового возраста, синхронные по времени образования с породами базальтовой формации Малой Курильской гряды [7]. Аналогичные образования были встречены среди ксенолитов в палеогеновых породах о-ва Шикотан [13]. Наряду

Таблица 5. Химический состав пород габбро-долерит-базальтовой формации

Компо- ненты*	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,68	44,68	47,77	54,87	57,74	65,00	51,08
TiO ₂	0,34	0,14	0,32	0,42	0,47	0,47	0,55
Al ₂ O ₃	3,28	9,14	14,12	17,21	16,99	16,10	15,52
Fe ₂ O ₃	3,56	2,73	2,87	1,61	1,48	1,24	2,72
FeO	9,56	5,95	5,81	6,06	4,84	2,06	5,99
MnO	0,28	0,20	0,14	0,13	0,12	0,06	0,16
MgO	34,76	22,18	14,41	7,09	5,32	3,44	8,43
CaO	2,17	7,40	11,25	8,01	6,62	2,48	10,19
Na ₂ O	0,25	1,23	1,92	3,23	3,94	4,61	2,48
K ₂ O	0,25	1,36	0,50	1,06	1,67	1,85	0,65
H ₂ O ⁺	5,84	3,42	0,43	0,04	0,35	2,57	2,22
H ₂ O ⁻	0,50	0,82	0,10	0,00	0,16	0,20	0,10
P ₂ O ₅	0,28	0,23	0,05	0,25	0,11	0,20	0,33
Сумма	99,75	99,48	99,69	99,98	99,81	100,28	100,42
Ni	833		372	55	90		125
Cr	767		580	112	95		130
V	72		131	140	110		115
Cu	33		42	49	100		100
Y	3		13	14			
Zr	3		34	56			
Nb	3		3	3			
Rb	6		10	22			
Sr	218		393	639			
Ba	130		183	553			

* Окислы — в мас. %, элементы — в г/т.

1—9 — о-в Шикотан, 1—6 — северо-восточный интрузив (1 — плагиоклазовый перидотит, обр. Г-1098-1, среднее течение р. Отрада, 2 — габбро-перидотит, обр. ГГ-209, там же, 3 — оливинный габбро-норит, обр. 17/2-77, нижнее течение р. Отрада, 4 — габбро-долерит, обр. Г-1092, гора Крайняя, 5 — кварцевый габбро-долерит, обр. 7-1093, там же, 6 — гранодиорит-аплит, жила, обр. Ш-210, северо-восточное побережье), 7 — юго-западный интрузив, габбро, обр. Ш-106, бухта Володина, 8, 9 — штоки в бухте Димитрова (8 — мелкозернистое габбро, обр. Г-1128, 9 — кварцевый сиенит, шпир, обр. ГГ-48); 10 — подводный хребт Витязя, габбро-долерит, обр. 192-1. Коллекция А.А. Цветкова, Г.И. Говорова, Б.В. Васильева. Радиологический возраст обр. 3 62 млн. лет [31]. 11, 14, 18, 22, 23 — подводный хребт Витязя, обр. 130-4, 205-1, 1078-9, 128-9, 193-21; 12, 21 — о-в Анучина, обр. ГГ-177, ГГ-183; 13, 24 — о-в Юрий, обр. 38А-77, 32-77; 15—17, 19, 20 — о-в Шикотан: 15 — бухта Церковная, обр. Ш-159, 16 — мыс Край Света, обр. Ш-197, 17 — северо-восточное побережье (бухта Цунами),

8	9	10	11	12	13	14
53,07	62,59	51,4	47,57	48,33	48,86	49,42
0,60	0,85	0,59	0,91	1,12	0,75	0,62
14,65	15,14	16,51	13,02	19,33	15,49	14,96
3,79	1,92	0,80	3,38	5,98	5,79	3,99
5,88	3,37	6,78	6,51	3,16	4,43	6,93
0,15	0,09	0,13	0,15	0,26	0,20	0,19
8,81	3,09	7,79	9,64	4,84	7,30	6,84
7,86	2,84	8,19	10,98	9,24	7,80	7,89
2,84	4,51	3,37	2,11	3,92	2,65	3,25
1,19	4,33	1,08	1,23	0,67	0,48	2,26
0,64	0,41	2,83	3,27	1,40	3,91	3,00
0,00	0,34	0,20	0,52	1,15	1,29	0,10
0,34	0,54	0,29	0,24	0,20	0,44	0,37
99,82	100,02	100,17	99,53	99,60	99,39	99,82
90	6,0	120	100	22	110	24
220	8,0	54	200	8,0	122	16
160	59	80	130	400	450	220
120	80	50	100	140	160	100
	52		10	26		28
	201		42	48		25
	3		3	3		3
	71		18	4		35
	321		423	412		575
	1181		338	386		456

обр. Ш-46, 19 — бухта Горбунок, обр. Ш-147, 20 — бухта Димитрова, обр. ГГ-59; 12, 15, 16, 21 — базальтовые и андезитовые лавы стратифицированных вулканогенных пачек; 17, 19, 20 — крупные однородные тела базальтовых и андезибазальтовых лав и лавобрекчий; 13, 24 — обломки из неслоистых полимиктовых брекчий и туфобрекчий. Коллекция Г.И. Говорова, А.И. Абдурахманова, Б.В. Васильева, Г.С. Гнибиденко. Радиологический возраст обр. 11, 18, 21, 22, 23 соответственно 61, 42, 61, 35, 45 млн. лет [31]. 25—35 — о-в Шикотан: 25 — о-в Айвазовского (в бухте Церковной), обр. ГГ-75, 26, 35 — бухта Димитрова, обр. ГГ-65, ГГ-66, 27, 30, 33, 34 — о-в Димитрова, обр. Ш-84, 18/27, 18/3-77, Ш-8, 28 — северо-восточное побережье (бухта Цунами), обр. Ш-24, 29, 32 — бухта Горбунок, обр. Ш-149, Ш-150, 31 — мыс Волошина, обр. Ш-103; 25, 28 — базальты; 27, 30, 32 — плагиофировые базальты и андезибазальты; 35 — субщелочной андезибазальт; 26, 29, 31 — долериты; 33, 34 — монцодолериты. Коллекция Г.И. Говорова, А.А. Цветкова.

с приведенными выше факторами, свидетельствующими о наличии под Малой Курильской грядой мощного домелового сиалического цоколя, эти данные позволяют предположить, что уже в раннемеловое время Малая Курильская гряда представляла собой зрелую структуру, расположенную на краю охотоморской плиты близ ее границы с Тихим океаном. Сиали-

ческое вещество "гранитно-метаморфического" слоя коры, по-видимому, оказывало определенное контаминирующее воздействие на: глубинные островодужные магматические расплавы. Особенно отчетливо этот процесс был проявлен для пород шошонитовой формации, где привел к резкому обогащению всех типов пород щелочами, преимущественно калием [28].

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты*	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	50,98	51,51	52,31	52,95	54,83	55,33	57,34	57,53	58,70	64,14	50,05	50,52	51,82	51,83	52,21
TiO ₂	0,51	0,73	1,29	0,52	0,48	0,46	0,69	0,87	1,05	0,74	0,47	0,48	0,59	0,60	0,68
Al ₂ O ₃	16,00	17,25	18,54	14,64	16,40	19,52	17,32	16,69	14,51	13,62	14,19	15,15	18,36	14,88	14,91
Fe ₂ O ₃	5,21	3,30	4,12	6,81	2,30	2,64	2,60	5,02	1,33	1,89	4,77	4,21	5,41	1,54	2,89
FeO	2,64	4,32	4,71	3,07	2,40	3,36	4,46	1,80	6,79	2,07	2,96	2,75	1,20	5,76	4,42
MnO	0,17	0,13	0,14	0,22	0,14	0,11	0,10	0,10	0,11	0,09	0,19	0,14	0,11	0,13	0,14
MgO	6,07	6,07	4,07	5,33	4,45	3,59	3,89	3,64	4,92	3,73	7,07	8,60	4,86	8,44	8,10
CaO	8,44	7,31	8,62	5,82	8,44	6,65	6,18	5,58	4,99	6,93	9,86	7,51	6,84	7,80	8,77
Na ₂ O	3,36	3,86	3,04	3,71	4,46	3,39	3,65	3,70	2,98	2,64	3,65	2,47	3,50	3,07	2,77
K ₂ O	0,97	1,70	1,12	3,35	1,79	1,72	1,11	2,50	2,47	1,49	0,79	1,26	1,60	1,20	1,05
H ₂ O ⁺	2,88	2,43	1,01	2,58	2,80	0,87	0,49	0,78	1,64	2,40	2,27	2,88	2,49	2,12	3,03
H ₂ O ⁻	2,26	0,87	0,00	0,00	0,67	1,41	1,88	1,10	0,40	0,40	2,14	3,54	2,50	2,01	0,49
P ₂ O ₅	0,22	0,22	0,30	0,62	0,30	0,35	0,37	0,28	0,28	0,43	0,24	0,31	0,32	0,31	0,20
Сумма	99,71	99,70	99,27	99,62	99,46	99,40	99,98	99,59	100,17	100,57	99,45	99,82	99,60	99,69	99,66
Ni	57	36	52	24	4,5	8,2	18	28	64	37	58	160	19	190	140
Cr	63	32	28	60	5,8	6,0	16	80	40	80	140	180	25	180	200
V	160	150	370	240	34	80	280	170	610	280	170	65	125	95	150
Cu	500	210	370	120	35	35	150	110	200	110	180	100	120	200	100
Y	17		26	28	12	17	32	23	33	19	18		24	19	15
Zr	52		111	60	76	95	91	91	237	45	55		74	103	73
Nb	3		3	3	3	3	3	3	3	3	3		3	3	3
Rb	30		21	56	37	29	20	51	111	25	12		19	18	11
Sr	615		589	398	761	580	499	445	341	544	520		546	453	493
Ba	402		514	1082	607	470	439	884	606	670	363		569	430	326

Позднее, в конце мелового периода и раннем—среднем палеогене, по глубокому расколу в земной коре, проникающим в мантию и связанным в своем происхождении с хрупкими деформациями фундамента, поднимаются недифференцированные мантийные магмы, образующие протяженные дайковые пояса. Активное рифтоподобное раздвижение земной коры, очевидно, препятствовало контаминации магм сиалическим материалом. Отсутствие латеральной и возрастной зональности проявлений магматизма различной сериальной принадлежности в узколинейной структуре Малых Курил, по-видимому, свидетельствует о субвертикальном положении мел-эоценового магмоподводящего глубинного канала.

Петрохимический анализ продуктов магматизма фронтальной, обращенной к океану Малокурильской зоны Курильской островодужной системы при сравнении с Большими Курилами (о-в Кунашир) свидетельствует о повышенной щелочности и отчасти железистости генерирующихся магм и не выявляет четкой направленности в магматической эволюции. Известково-щелочные магматические образования сменяются во времени шошо-

нитовыми и К субщелочными, а в палеогене, параллельно с последними, формируются снова известково-щелочные породы. Известково-щелочной магматизм продолжается на Больших Курилах вплоть до настоящего времени. Все малокурильские магматические породы резко отличаются от позднекайнозойских и современных большекурильских вулканитов повышенными концентрациями некогерентных литофильных элементов — в первую очередь Sr и Ba, в меньшей степени — K и Rb. Отсутствие проявлений толеитового магматизма в Малой Курильской гряде и на о-ве Кунашир, свойственного инициальным этапам развития энсиматических островных дуг, объясняется, вероятно, длительной геологической предысторией этого региона, берущей начало в мезозойское время, а возможно, еще раньше.

Весьма вероятно, что передовое, обращенное к Тихому океану, а не тыловое, как в большинстве островодужных систем, положение шошонитовой формации свидетельствует о значительном перемещении границы океан—континент в западном направлении, начиная с эоцена, т.е. об опуска-

Таблица 5 (окончание)

Компоненты*	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	52,75	53,14	53,20	54,36	55,59	56,80
TiO ₂	1,08	0,50	1,12	0,84	0,49	0,60
Al ₂ O ₃	17,25	14,77	18,17	16,87	16,85	16,59
Fe ₂ O ₃	4,24	5,22	3,26	2,99	2,93	2,93
FeO	2,75	3,03	4,49	4,50	3,66	2,84
MnO	0,14	0,16	0,11	0,13	0,13	0,11
MgO	4,83	8,18	5,14	4,16	4,42	5,08
CaO	7,90	9,39	7,51	5,42	6,52	4,07
Na ₂ O	3,49	2,09	3,46	4,73	4,32	5,02
K ₂ O	1,82	0,89	1,47	2,74	1,84	2,45
H ₂ O ⁺	2,96	2,02	1,33	2,59	1,21	1,79
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,98	0,87	1,19	1,22
P ₂ O ₅	0,31	0,20	0,32	0,35	0,27	0,24
Сумма	99,77	99,74	100,51	100,51	99,47	99,75
Ni	21	55	38	47	33	37
Cr	41	70	45	34	50	40
V	274	150	150	151	84	110
Cu	130	82	170	150	80	150
Y						16
Zr	90			100		56
Nb						3
Rb						67
Sr						338
Ba						907

нии, затоплении водами океана, деструкции и частичном вовлечении в процесс субдукции Восточно-Охотского окраинно-континентального пояса в результате возникновения в его тылу Южно-Курильской глубоководной впадины с океаническим типом строения земной коры.

СЕВЕРО-КАВКАЗСКАЯ ПАЛЕОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА

В последние годы опубликованы многочисленные палеотектонические реконструкции кавказской части мезозойского Тетиса, основанные на актуалистическом подходе с позиций тектоники литосферных плит. Для начала альпийского этапа такая реконструкция, намеченная в общих чертах В.Е. Хаиным [26], построена Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе и М.Б. Лордкипанидзе [2, 3]. Ранее нами была предпринята попытка восстановить палеотектоническую обстановку и выявить закономерности магматической эволюции Северо-Кавказской окраины Тетиса для первых 20 млн. лет

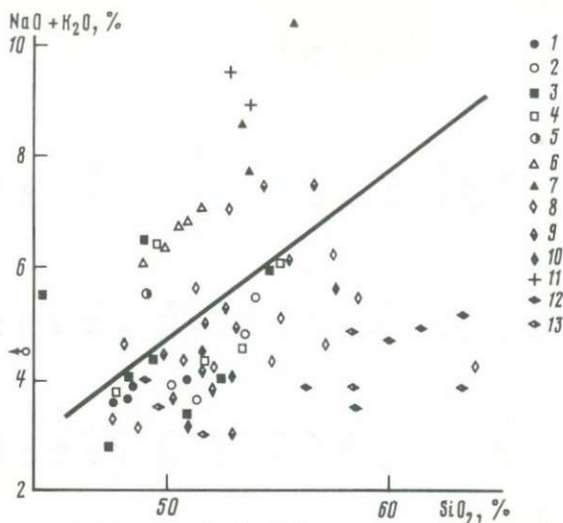


Рис. 2. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для магматических формаций южной части Курильской островной дуги (для составов с $\text{SiO}_2 < 57\%$)

1, 2 — базальтовая формация: 1 — подводные пиллоу-лавы; 2 — наземные лавы; 3, 4 — базальт-андезит-базальтовая формация: 3 — эффузивы матакотанского комплекса, 4 — эффузивы ноторо-томаринского комплекса; 5, 8 — шошонитовая формация: 5 — ортоклаз-оливиновые габбро-нориты, 6 — биотит-ортоклазовые тешениты, 7 — монзониты, 8 — шошониты; 9–11 — габбро-долерит-базальтовая формация: 9 — базальтовые и андезит-базальтовые эффузивы, 10 — долеритовые и базальтовые дайки, 11 — габбро-долериты и долериты эндоконтактовых зон габброидных интрузивов; 12 — базальт-риолитовая формация; 13 — андезитовая формация; сплошная линия разделяет поля составов субщелочных и щелочных серий (вверху) и толеитовых и известково-щелочных серий (внизу) по Макдональду и Кауэру

альпийского этапа (ранняя юра—аален) и для последующего байосского века, когда произошли существенные структурные перестройки [27].

Территория Кавказа для лейаса—аалена может быть разделена на две обширные литосферные плиты — Северо-Кавказскую и Закавказскую, разграниченные Бзыбско-Казбекским трогом (рис. 3). К югу от Закавказской плиты в это время уже, по-видимому, существовал Эрзинджан-Севанский глубоководный бассейн с океаническим типом строения земной коры.

Отчетливая связь магматизма с продольной тектонической зональностью на Большом Кавказе не раз отмечалась исследователями. Еще А.П. Лебедев [16] противопоставил эти наблюдения, противопоставив "центральной (диабазовую) зону" раннеюрского вулканизма "северной (андезит-дацитовой) зоне". Располагая гораздо более полными геологическими и петрологическими данными, мы и сегодня выделяем именно эти две резко отличные структурно-формационные зоны, разграниченные Авадхарско-Ларской структурной линией и представляющие собой соответственно фронтальный склон островной дуги, прилегающей к палеожелобу (Бзыбско-Казбекский трог), и собственно вулканическую островную дугу (Северо-Кавказский вулканический пояс).

Магматизм Бзыбско-Казбекского трога. Первые вспышки вулканизма в Бзыбско-Казбекском трого сопровождали его заложение в раннем лейасе.

Таблица 6. Химический состав пород базальт-риолитовой и андезитовой формаций (о-в Кунашир)

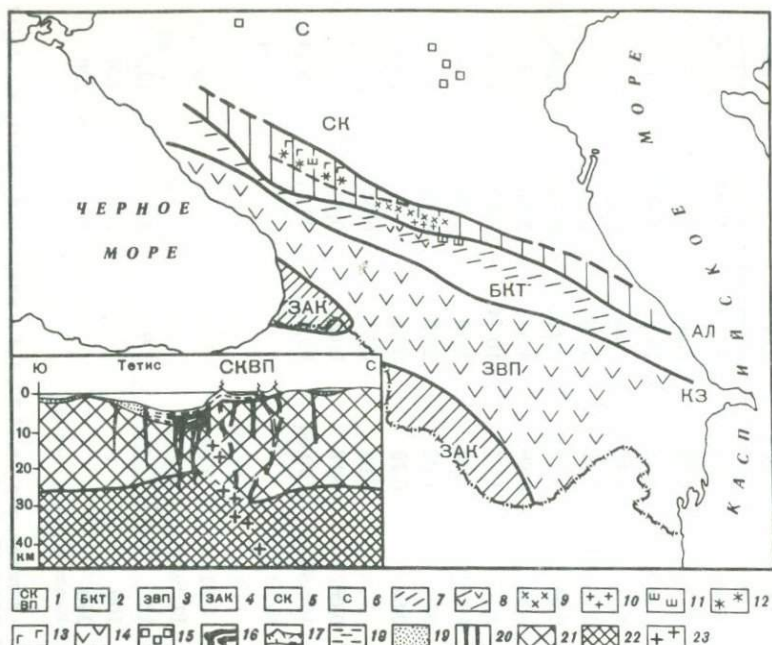
Компоненты*	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,00	57,75	58,38	60,83	62,89	63,27	66,85	67,45	71,89
TiO ₂	0,98	0,77	0,80	0,70	0,82	0,58	0,55	0,46	0,33
Al ₂ O ₃	18,50	16,11	15,44	16,26	14,77	15,38	14,97	13,93	13,72
Fe ₂ O ₃	4,31	9,36	3,69	7,05	4,14	6,73	5,19	4,45	1,44
FeO	4,54		5,64		4,27				
MnO	0,19	0,17	0,08	0,13	0,03	0,13	0,11	0,14	0,02
MgO	6,12	4,03	4,68	3,26	2,22	2,78	1,76	1,69	1,47
CaO	6,38	7,75	6,25	6,35	4,68	5,61	4,76	3,92	1,95
Na ₂ O	4,01	2,54	2,58	3,32	4,49	3,20	3,85	3,59	4,24
K ₂ O	0,78	0,91	0,80	1,44	0,30	1,68	1,31	1,11	0,50
H ₂ O ⁺	5,52	He опр.	2,18	0,24	2,80	0,12	0,24	2,64	2,32
H ₂ O ⁻		"							
P ₂ O ₅	0,18	0,13	0,09	0,15	0,18	0,14	0,15	0,11	0,15
Сумма	99,88	99,50	100,21	99,75	100,80	99,50	99,75	99,50	99,60
Ni	20	30	5	20	13	20	40	40	25
Cr	80	30	8	10	22	15	15	10	3
V	50	300	300	300	333	258	150	100	47
Cu	20	60	28	60	72	43	50	10	10
Zr	150	100	110	150	135	150	150	100	134
Sr	100	300	30	400	300	167	200	200	200
Ba	200	600	30	400	500	400	600	600	600

Таблица 6 (окончание)

Компоненты*	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	74,89	78,88	57,08	63,70	76,46	50,84	52,27	58,43	67,18
TiO ₂	0,50	0,23	0,96	0,66	0,18	0,94	0,80	0,77	0,73
Al ₂ O ₃	13,55	10,92	17,77	16,74	12,85	17,81	16,91	15,80	14,18
Fe ₂ O ₃			1,69	2,17	1,01	3,40	3,84	6,92	1,63
FeO	1,22	1,69	6,80	3,80	0,95	7,86	6,58	2,00	2,16
MnO	0,44	0,05	0,13	0,11	0,04	0,15	0,21	0,18	0,10
MgO	1,78	1,65	3,86	2,25	0,51	4,89	4,94	3,44	1,21
CaO	0,20	0,37	7,10	5,69	2,3	10,21	10,24	7,43	4,03
Na ₂ O	4,65	2,70	2,87	2,93	4,15	2,48	2,10	2,90	3,28
K ₂ O	1,28	1,50	1,18	0,39	0,97	1,07	0,69	0,55	1,71
H ₂ O ⁺			0,57	1,18	0,61	0,23	0,82	0,92	2,41
H ₂ O ⁻	1,30	1,65	0,15	0,54	—	0,02	0,35	0,04	0,79
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,19	0,09	0,06	0,18	0,06	0,13	—
Сумма	99,50	99,74	100,35	100,25	100,09	100,08	99,83	99,51	99,41
Ni	30	20	20	< 5	< 5				
Cr	10	30							
V	100	50							
Cu	30	30	37	14	11				
Zr	200	100	45	10	12		3,9	8,6	12,3
Sr	200	200	300	260	100			100	220
Ba	200	100	320	240	240			50	300

* Окислы — в мас. %, элементы — в г/т.

1—11 — базальт-риолитовая формация: 1 — лейкогаббро, обр. 33/18-77, 2 — андезит, обр. 36/24-77, 3, 5 — кварцевый диорит, обр. 36/17-77, 36/18-77, 4 — андезит, обр. 36/22-77, 6—8 — дацит, обр. 36/24-77, 31/2-77, 30/34-77, 9, 10 — плагиогранит, обр. 36/15-77, 33/42-77, 11 — риолит, обр. 36/3-77. Коллекция А.А. Цветкова. 12—18 — андезитовая формация: 12 — андезит, вулкан Руруй, обр. 36/25-77, 13 — андезит, вулкан Головина, обр. 40/8-77, 14 — риолит, вулкан Менделеева, обр. 38/20-77 (коллекция А.А. Цветкова), 15 — базальт, вулкан Тятя [10], 16—18 — базальт, андезит, дацит, вулкан Менделеева [20].



Р и с. 3. Структурное положение северного края Тетиса на Кавказе в начале альпийского этапа (ранняя юра–аален). Схема составлена А.А. Цветковым с использованием данных М.Г. Ломизе и М.К. Суханова [17, 18]

1–6 – структурно-формационные зоны: 1 – Северо-Кавказский вулканический пояс (СКВП) – главная вулканическая зона палеодуги, 2 – Бзыско-Кабзбекский трог (БКТ) – прижелобовая зона палеодуги, 3 – Закавказский вулканический пояс (ЗВП) – зона развития байосского вулканизма, 4 – Закавказская плита (ЗАК) – микроконтиненты в океане Тетис, 5 – Северо-Кавказский краевой массив (СК), 6 – Скифская платформа (С); 7–15 – магматические формации: 7, 8 – прижелобовой части дуги (7 – габбро-лейкодолеритовая, 8 – габбро-долеритовая); 9–11 – осевой зоны дуги (9 – андезит-дацитовая, 10 – диорит-гранитоидная, 11 – шононитовая); 12, 13 – тыловой зоны дуги (12 – трахитовая, 13 – субщелочных габброидов – тешенитов), 14 – порфирировая, Закавказского вулканического пояса, 15 – базальтриолитовая Скифской платформы, 16 – базальтовые излияния в Бзыско-Кабзбекском трог; 17 – палеоостровная дуга; 18 – относительно глубоководные отложения; 19 – мелководные и континентальные отложения; 20 – главные разломы; 21 – гранито-метаморфический слой коры; современная мощность – по данным ГСЗ; 22 – базальтовый слой коры; 23 – возможное положение зоны Беньофа; структурные линии: АЛ – Авадхарско-Ларсская, КЗ – Краснополянско-Зангинская. На врезке – палеотектонический профиль через палеоостровную дугу Северного Кавказа для ранней юры–аалена

Они проявились в виде спорадических извержений небольших количеств риодацитов, присутствующих в базальных горизонтах лейаса от горы Чугуш в верховьях р. Мзымта до р. Дид-хеви в Заалазанской Кахетии. Позже, в течение лейаса и аалена, имели место лишь излияния однородной по составу базальтовой магмы. Наиболее интенсивными они были в Северной Осетии ("Кабзбекский диабазовый пояс", по Л.А. Варданянцу [6]), хотя известны и восточнее – в Чечено-Ингушетии (р. Асса), Дагестане и Кахетии. На крайнем западе, в Гойтхско-Агишхинской зоне, однородная базальтовая ассоциация сменяется контрастной (базальт-риодацито-

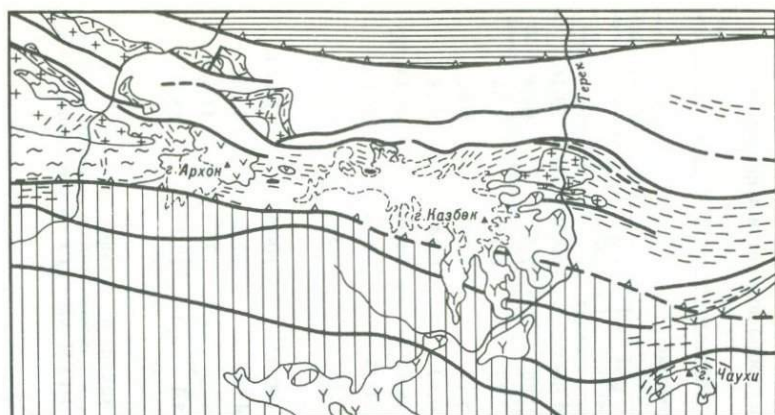


Рис. 4. Схематическая карта магматических формаций центральной части Северной Осетии. Составлена М.К. Сухановым с использованием данных А.А. Цветкова

1 — протерозойско-палеозойские кристаллические сланцы, гнейсы, конгломераты; 2 — палеозойские гранитоиды комплекса "гранитов Главного хребта", по Г.Д. Афанасьеву; 3 — осадочные отложения нижней—средней юры (алевролиты, аргиллиты, песчаники); 4 — нижнеюрская андезит-дацитовая формация; 5—7 — нижне-среднеюрские габбро-лейкодолеритовая и габбро-долеритовая формации, нерасчлененные: 5 — базальтовые лавы и туфы, 6 — габброидные и габбро-долеритовые силы и дайки, 7 — дайки пикритов; 8 — четвертичные андезиты и дациты Казбекского лавового плато; 9 — ледники; 10 — границы структурно-формационных зон; 11 — главные разломы; структурно-формационные зоны: 12 — Бечасынская, 13 — Главного хребта

вой), связанной, по-видимому, с разобщенными магматическими источниками (серия Гойтх).

В Северной Осетии М.К. Сухановым [23] выделены две базитовые магматические формации — габбро-лейкодолеритовая и габбро-долеритовая. Они расположены в узкой (5–20 км) субшироотно ориентированной зоне, с которой пространственно ассоциируют многие полиметаллические и медноколчеданные рудные месторождения (рис. 4).

Габбро-лейкодолеритовая формация. Представлена дайками, реже силлами габброидов и лейкодолеритов, прорывающих нижнеюрские осадочные (песчано-глинистые) образования и породы доюрского кристаллического фундамента. Дайки обычно группируются в рои, состоящие из 10–15 субпараллельных тел мощностью 3–10 м каждое, разделенных промежутками в 15–20 м. Рои даек прослеживаются в виде Казбекского и Кахетинского "диабазовых" поясов (терминология Л.А. Варданянца [6]) на расстояние свыше 300 км. Такие особенности нахождения свидетельствуют о наличии в раннеюрское время в Бзыбско-Казбекском трое значительных растягивающих напряжений, обеспечивающих возможность поступления в верхние горизонты коры базальтовых расплавов по многочисленным субпараллельным трещинам. Степень насыщения вмещающих пород дайками от 1,5 до 13%.

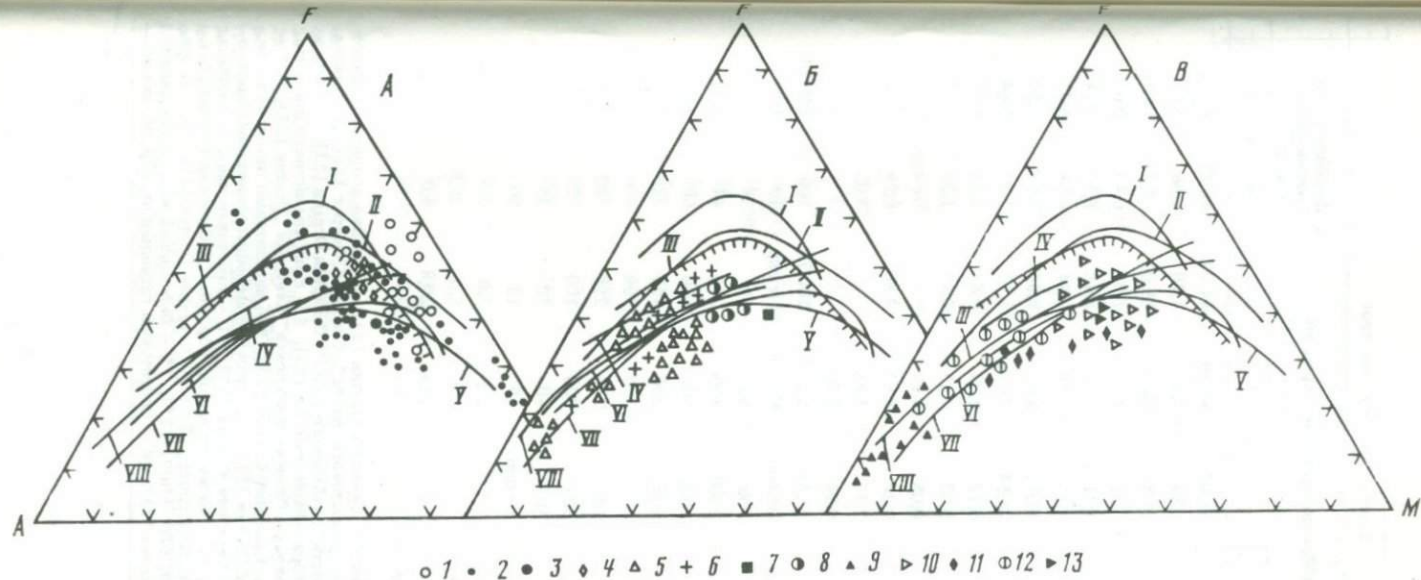
Габброиды и долериты формации характеризуются повышенной глиноземистостью (18–25% Al_2O_3), что связано с высокой степенью их плагиофировости. Химизм клинопироксенов этих пород отражен в табл. 7. Сум-

Таблица 7. Химические составы (в мас. %) клинопироксенов в породах габбро-лейкодолеритовой и габбро-долеритовой формаций мезозойской палеодуги Северного Кавказа

Компоненты	Габбро-лейкодолеритовая формация			Габбро-долеритовая формация						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,12	50,08	51,92	50,49	48,20	50,52	52,26	53,26	50,60	53,16
TiO ₂	0,38	0,18	0,05	1,48	1,78	0,73	0,86	0,86	1,52	0,64
Al ₂ O ₃	2,66	3,61	1,46	3,68	4,26	1,73	2,31	2,27	6,15	1,54
FeO*	19,08	16,68	20,94	10,23	12,24	12,66	8,29	5,12	7,85	9,62
MnO	0,38	0,24	0,31	0,16	0,20	0,15	—	0,10	0,14	0,18
MgO	12,11	13,94	12,56	13,27	10,83	13,54	15,57	16,77	14,38	14,44
CaO	12,24	14,25	12,60	21,83	21,67	19,07	21,21	21,35	19,58	20,68
Na ₂ O	0,33	0,35	0,31	0,33	0,51	0,32	0,10	0,33	0,38	0,18
K ₂ O	0,11	0,09	0,05	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,41	99,41	100,20	101,47	99,69	98,72	100,60	100,07	100,60	100,44
Wol	27,8	30,5	27,1	45,2	46,7	39,9	42,9	43,8	42,8	42,8
En	38,3	41,5	37,6	38,3	32,5	39,4	43,9	47,9	43,7	41,6
Fs	33,8	27,9	35,2	16,5	20,7	20,7	13,0	8,1	13,3	15,5

* Общее железо в виде FeO.

1 — актинолитизированный долерит, р. Фиагдон; 2, 3 — то же, р. Шондон; 4 — габбро-долерит, гора Архон; 5 — пиллоу-лава, гора Архон; 6 — долеритовая дайка, гора Архон; 7 — габбро-долеритовый силл, гора Архон; 8 — пикрит, р. Клиат; 9 — серпентинизированный долерит, ассоциирующий с пикритом, р. Ресиколдон; 10 — долерит, гора Мехис-Магали. Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР на микрозонде "Самеса", аналитик С.Е. Борисовский. Данные из работы М.К. Суханова [23].



Р и с. 5. Диаграммы *AFM* магматических формаций юрской палеоостровной дуги Северного Кавказа

A — прижелобная часть островной дуги (Бзыбско-Казбекский трог); *Б, В* — собственно островная дуга (Северо-Кавказский вулканический пояс); *Б* — осевая зона, *В* — тыловая зона; 1–3 — Северная Осетия [23]: 1 — габбро-лейкоделеритовая формация, 2 — габбро-долееритовая формация, 3 — формация субшелочных базальтов; 4 — базальт-плаггиоридитовая формация (Западный Кавказ, серия Гойтх [17]); 5 — андезит-дацитовая формация (Северная Осетия [27], "домбайский горизонт" [81], "авадхарский горизонт" [17]); 6 — диорит-гранитоидная формация ("цейские граниты", Северная Осетия [14], Карачаево-Черкессия [15]); 7 — формация субшелочных базальтов (Северная Осетия [23]); 8 — шошонитовая формация (Северная Осетия 26, Карачаево-Черкессия [15]); 9 — формация трахитов (Горная Балкария [27]); 10 — формация субшелочных габброидов-трахитов (Горная Балкария [27], Карачаево-Черкессия [15]); 11 — базальт-трахиандезитовая формация (Карачаево-Черкессия [15]); 12 — диорит-гранитоидная формация (Карачаево-Черкессия [15]); 13 — шошонитовая формация (Карачаево-Черкессия [15]).

Положение эволюционных трендов эталонных островных дуг Мирового океана и активных континентальных окраин андийского типа по [4]: I — Тонга-Кермадек; II — Южно-Сандвичева; III — Центрально-Курильская; IV — Алеутская; V — Соломонова; VI — Северо-Восточная Япония; VII — орогенные Анды; VIII — Новая Зеландия

Таблица 8. Химические составы магматических пород юрской палеостровной дуги Северного Кавказа

Компоненты*	Бзыбско-Казбекский трог							
	габбро-лейко- долеритовая формация	габбро-долеритовая формация					формация суб- щелочных ба- зальтов	
		1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,06	43,44	36,07	45,39	44,10	48,85	49,52	
TiO ₂	0,69	1,66	0,54	2,12	1,20	1,56	3,67	
Al ₂ O ₃	19,81	15,87	21,17	16,92	16,00	18,72	14,78	
Fe ₂ O ₃	0,74	2,24	0,72	2,43	1,84	0,47	0,67	
FeO	6,33	6,94	5,31	8,11	8,48	8,37	10,13	
MnO	0,12	0,16	0,17	0,28	0,54	0,08	0,25	
MgO	6,24	6,15	12,75	6,65	6,60	7,62	4,50	
CaO	11,96	10,66	14,54	8,40	8,12	7,27	5,84	
Na ₂ O	2,27	2,73	0,12	2,87	3,67	2,61	4,05	
K ₂ O	0,20	0,17	0,02	0,15	0,40	1,86	2,01	
P ₂ O ₅	0,10		0,08	0,20		Не опр.	0,82	
H ₂ O ⁻	0,13	9,45	0,20	0,62	9,80	0,29	0,20	
H ₂ O ⁺	2,83		7,45	3,88		3,03	3,82	
CO ₂	2,61		0,34	2,00		—	—	
Сумма	100,09	99,47	99,48	100,02	100,75	100,73	100,26	
Rb	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	10	10	
Co	59	72	300	80	50	38	30	
Ni	197	220	2000	300	200	44	190	
Cr	564	450	2000	500	680	60	168	
V	305	200	200	200	150	220	350	
Sr	306	220	10	200	300	400	1100	
Ba	165	275	10	280	250	300	460	
Zr	158	150	80	200	100	180	200	
Cu	45	20	50	10	50	35	40	
La	10	12	Не опр.	15	12	50	54	
Yb	2,0	1,8	"	2,2	2,0	2,5	3,0	
La/Yb	5,0	6,6		6,8	6,0	20,0	18,0	
Ba/La	16,5	22,9		18,6	20,8	6,0	8,5	

* Окислы — в мас. %, элементы — в г/т.

1 — дайка лейкодолерита, р. Фиагдон, Северная Осетия [23]; 2 — дайка хлоритизованного долерита, р. Ардон, северная ветвь "диабазового пояса", Северная Осетия [23]; 3 — дайка пикрита, р. Клиатдон, центральная часть "диабазового пояса", Северная Осетия [23]; 4 — витрофирная базальтовая шиллоу-лава, гора Архон, там же [23]; 5 — силл измененного долерита, хребет Чимгис-Куде, обр. 160, южная ветвь "диабазового пояса", Северная Осетия [23]; 6, 7 — субщелочной габбро-долерит, дайка, Северная Осетия [23]; 8 — андезитовый лавовый поток, р. Сардидон, обр. 46ф/71, Северная Осетия [27]; 9 — гранат и амфацилсодержащая андезитовая лава, р. Ардон, обр. 127/1-71, Северная Осетия [27]; 11 — дацитовая лава, р. Хуппара, обр. 83д/71, Северная Осетия [27]; 12 — то же, р. Ардон, обр. 96е/71, Северная Осетия [27]; 13 — шток гранодиорит-порфира, р. Холст, обр. 123/6-71, Северная Осетия [27]; 14 — то же, месторождение Садон, 7-й горизонт, обр. 35н/71 [27]; 15 — биотитовый кварцевый диорит, шток, р. Цей, обр. 356, Северная Осетия [23]; 16 — биотитовый гранодиорит, обр. 98, там же.

Северо-Кавказский вулканический пояс, осевая зона															
андезит-дацитовая формация														диорит-гранитоид- ная формация	
8	9	10	11	12	13	14	15	16							
55,74	58,81	60,73	66,83	67,80	64,35	73,22	64,51	67,90							
0,74	0,44	0,72	0,79	0,47	0,74	0,27	0,60	0,34							
15,28	15,48	18,27	15,67	16,54	16,32	12,83	15,56	15,31							
1,94	0,71	0,64	—	0,59	0,82	0,62	2,01	1,54							
4,20	3,04	3,25	1,15	2,60	2,38	1,25	3,06	1,11							
0,08	0,03	0,04	Сл.	0,07	0,14	0,03	0,14	0,08							
3,34	1,12	1,15	0,46	1,52	3,23	0,72	1,65	1,78							
4,72	6,27	2,89	3,76	0,86	0,93	1,60	3,36	3,48							
4,72	5,13	3,56	2,64	4,65	4,40	3,83	7,00	4,47							
1,75	3,46	3,46	3,69	2,74	3,16	3,20	1,66	2,35							
—	0,17	0,19	0,12	0,17	0,19	0,04	0,23	0,29							
0,35	0,08	—	—	—	0,04	0,02	0,66	0,14							
2,02	2,44	3,12	2,31	1,90	2,41	1,12	Не опр.	Не опр.							
4,49	4,67	1,64	2,23	0,10	0,19	1,24	0,12	0,26							
99,63	100,14	99,66	99,65	100,01	99,30	99,99	100,56	99,05							
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.							
30	20	15	6	7	30	7	20	10							
50	30	20	10	10	50	15	60	50							
80	70	40	50	20	50	20	200	100							
80	80	100	80	Не опр.	100	40	80	70							
550	410	400	430	600	400	400	400	400							
450	500	600	500	500	500	600	500	600							
150	200	100	200	200	200	200	100	150							
20	30	20	30	10	50	20	25	20							
35	50	50	50	50	50	30	45	50							
2	3	3	3	3	4	4	5	5							
17,5	16,6	16,6	16,6	16,6	12,5	7,5	9,0	10,0							
12,85	10,00	12,00	10,00	10,0	10,0	20,0	11,10	12,0							

17 — шшонит, силл, с. Джута, обр. 222, Грузия [23]; 18 — монзонит, силл, р. Геналдон, Северная Осетия [23]; 19 — габбро-долерит, р. Армхи, обр. 689 [23]; 20 — то же, р. Генчишу, обр. 270, Ингушетия [23]; 21 — средний долерит Кубано-Малкинского междуречья [15]; 22 — трахиандезитовый купол, гора Великан, обр. 5024, Кубано-Малкинского междуречья [15]; 23 — диорит-порфир, шток, верховье р. Подкумок, обр. 2282, междуречье Кубань-Малка [15]; 24 — гранодиорит-порфир, шток, левобережье р. Мара, обр. ПС-45-4 [15]; 25 — гранит-порфир, шток, правобережье р. Мара, обр. 2147, Кубано-Малкинского междуречья [15]; 26 — полевощат-пироксеновый трахит, левый приток р. Черек Безенгийский, обр. 137/68, междуречье Чегем-Черек [27]; 27 — калишпатовый трахит, микролакколит, там же, обр. 141/68; 28 — тешенит, силл, там же; 29 — субщелочной габбронорит, дайка, обр. 67/66, Кубано-Маринский водораздел [15]; 30 — трахит, шток, обр. 2189, водораздел Даут-Кольтобе [15]; 31 — шшонит, шток, гора Шоана, левобережье р. Кубань, обр. 31/66 [15].

Таблица 8 (окончание)

Компо- ненты*	Северо-Кавказский вулканический пояс, осевая зона						
	шошонитовая формация		формация субщелоч- ных базальтов		базальт-трахиандезитовая формация		
	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	48,60	49,71	49,01	49,22	53,32	59,30	61,25
TiO ₂	0,75	1,39	0,98	0,89	0,85	0,79	0,70
Al ₂ O ₃	20,43	17,58	15,02	16,07	17,27	16,98	16,63
Fe ₂ O ₃	4,84	1,72	7,03	6,99	3,48	1,88	4,76
FeO	4,82	6,33	5,10	5,85	3,86	3,79	1,15
MnO	0,12	0,14	0,32	0,20	0,10	0,10	0,08
MgO	3,63	5,25	6,06	7,35	2,77	1,88	1,78
CaO	6,82	6,71	6,76	7,38	7,10	4,75	4,00
Na ₂ O	2,90	2,41	3,90	2,84	3,55	4,48	4,30
K ₂ O	3,60	4,69	1,75	1,37	1,13	1,84	1,98
P ₂ O ₅	—	He опр.	0,56	0,05	0,13	0,28	0,07
H ₂ O ⁻	4,16	2,86	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,61	3,93	2,36	2,93	3,74	2,46
CO ₂	—	0,78	—	—	—	—	0,19
Сумма	100,67	100,18	100,42	100,57	99,51	99,81	99,35
Rb	He опр.	—	8,5	9,3	He опр.	He опр.	He опр.
Co	50	—	40	45	29	14	79
Ni	200	—	100	150	50	7	63
Cr	680	—	75	125	108	11	33
V	150	—	200	220	126	110	89
Sr	1300	—	700	920	380	—	—
Ba	2500	—	500	700	380	—	—
Zr	100	—	120	230	264	—	—
Cu	50	—	20	30	51	—	—
La	He опр.	—	48	50	18	—	—
Yb	—	—	4,0	4,5	1,8	—	—
La/Yb	—	—	12,0	11,1	10,0	—	—
Ba/La	—	—	10,4	14,0	21,1	—	—

марное содержание щелочей низкое (1,95–3,50% Na₂O + K₂O, 0,11–0,65% K₂O, табл. 8), не превышающее соответствующие пределы в толеитовых базальтах современных юных дуг Мирового океана (например, Тонга-Кермадекской [34]). Особенности концентрации литофильных (Sr – 306, Ba – 165 г/т) и сидерофильных (Co – 59 г/т, Ni – 197, Cr – 565, V – 305 г/т) элементов наряду с высокими отношениями FeO*/MgO (1,85–2,21) свидетельствуют о соответствии пород габбро-лейкодолеритовой формации Северной Осетии толеитовой магматической серии. На это указывает также расположение фигуративных точек на диаграмме *AFM* (рис. 5).

Габбро-долеритовая формация. Как и габбро-лейкодолеритовая форма-

Северо-Кавказский вулканический пояс, тыловая зона							
диорит-гранитоидная формация		формация трахитов		формация субщелочных габ- броидов–трахитов			шошонито- вая фор- мация
24	25	26	27	28	29	30	31
66,16	73,66	65,14	77,76	47,94	53,30	71,66	51,59
0,40	0,11	0,37	0,08	2,60	1,26	0,26	1,42
15,41	14,88	16,81	10,78	16,20	18,50	15,37	18,78
1,50	0,45	1,86	0,36	3,07	4,34	1,53	4,78
2,06	0,43	1,08	0,18	4,96	3,05	0,99	2,98
0,09	0,06	0,12	—	0,14	0,18	0,03	0,27
1,33	0,09	0,18	0,03	6,52	2,26	0,30	3,83
2,36	0,96	1,00	0,15	5,40	5,61	0,42	4,41
6,08	3,14	6,78	0,31	5,27	5,15	4,06	4,74
2,04	3,36	4,76	8,90	2,13	1,20	3,90	3,14
0,12	0,03	He опр.	He опр.	0,39	0,44	0,04	0,23
2,00	2,11	—	0,35	0,95	3,91	0,37	3,63
He опр.	0,11	—	0,40	—	—	0,60	He опр.
99,55	99,39	99,53	99,66	99,44	99,20	99,53	99,80
He опр.	He опр.	25	190	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
13	0,7	7	2	31	47	—	20
16	2,7	12	4	59	96	5,5	20
12	3	5	3	147	230	7,4	50
83	21	160	50	131	105	29	He опр.
—	—	1400	1400	270	500	—	700
—	—	560	490	450	He опр.	—	1200
—	—	600	400	220	—	—	100
—	—	25	14	54	40	—	He опр.
—	—	54	23	24	50	—	50
—	—	6,1	8,8	1,5	2,0	—	He опр.
—	—	8,85	2,61	16,0	25,0	—	—
—	—	10,37	21,30	18,75	He опр.	—	—

ция, она сложена преимущественно дайками габброидов и долеритов, которые образуют линейные пояса значительной протяженности. Ее отличительной особенностью является присутствие базальтовых пиллоу-лав (эффузивных комагматитов дайковых комплексов) и небольших пикритовых и пикробазальтовых тел, ассоциирующих с габброидами. Химизм этой магматической формации отражен в табл. 7 и 8. Несмотря на значительную измененность пород, приводящую к вариативности многих петрогенных элементов, можно отметить их высокую титанистость (2,12% TiO₂) при низких содержаниях щелочей (3,02% Na₂O + K₂O), в первую очередь калия (0,15% K₂O). Особенности распределения микроэлементов практи-

чески идентичны таковому для даек и силлов габбро-лейкодолеритовой формации. В то же время на диаграмме *AFM* (см. рис. 4) часть базальтовых эффузивов Северной Осетии попадает в поле толеитовых, а часть — в поле известково-щелочных пород, что связано, по-видимому, с варьирующим и часто низким отношением железа к магнезию.

В целом можно констатировать, что в петрохимическом отношении толеитовые базальты Бзыбско-Казбекского трога близки к "сиалическим толеитам", выделяемым С.А. Шекой и Н.А. Куренцовой [32] на континентальных склонах современных океанов. Типичные абиссальные толеиты, как и породы офиолитовой ассоциации, которые можно было бы считать отторженцами коры океанического типа, в Бзыбско-Казбекском трогe нигде не обнажаются. Это, вероятно, связано с тем, что субстрат трога, скорее всего, оставался в основном сиалическим. Об этом можно судить по отдельным впоследствии поднятым массивам домезозойского фундамента (таким, как Адайхохский, Дарьянский), которые пронизаны многочисленными дайками габбро-долеритов и габбро-лейкодолеритов, составляющих местами 20% и более общего объема [18].

Формация субщелочных базальтов. Породы формации локально распространены на территории Северной Осетии. Она представлена, как и две предыдущие, дайками и силлами, прорывающими осадочные толщи нижней юры. Слагающие их породы — субщелочные оливиновые базальты — характеризуются повышенными по сравнению с базальтами нормальной щелочности концентрациями титана (1,56–3,67% TiO_2), щелочей (до 4% Na_2O и 2% K_2O), Sr (до 1100 г/т), Ba (до 460) и La (50–55 г/т) (см. табл. 8).

Магматизм Северо-Кавказского вулканического пояса. В начале альпийского этапа (в раннем и среднем лейасе) магматизм проявился и к северу от Авадхарско-Ларсской структурной линии. Возникшие при этом Дигоро-Осетинская, Балкарская, Карачаевская и Авадхарская вулканические области разобщены, но укладываются в полосу шириной до 80 км и рассматриваются нами как элементы единого Северо-Кавказского вулканического пояса, представляющего собой главную структурно-формационную зону палеоостроводужной системы (см. рис. 3). При этом Дигоро-Осетинская и Авадхарская вулканические области отвечали наиболее приподнятой, осевой вулканической зоне палеодуги, а Балкарская и Карачаевская — тыловой задуговой зоне. Не исключено, что в это же время формировалась и часть плохо датированных вулканитов преимущественно кислого и среднего состава, вскрытых скважинами в центральных частях Скифской платформы — в Ейско-Березанском районе на западе и в районе Арзгира на востоке (см. рис. 3).

Андезит-дацитовая формация. Породы этой формации широко распространены на территории Северной Осетии (нижний—средний лейас) и являются наиболее характерными для осевой зоны Северо-Кавказского вулканического пояса (см. рис. 3, 4). Она возникла в две фазы. В первую фазу произошло обильное излияние андезитовых и дацитовых лав и образование мощных толщ пирокластики; во вторую — внедрение гипабиссальных интрузивов гранодиорит- и гранит-порфиров [27]. Важно отметить присутствие в лавах и интрузивах формации ксенолитов биотит-амфиболовых гнейсов и гранитов, нередко интенсивно оплавленных и перекристаллизо-

ванных. Кроме того, наблюдаются факты удрежнения радиологического возраста магматических образований (200–210 млн. лет) по сравнению с их геологическим возрастом (ранний—средний лейас, т.е. 185–190 млн. лет) [27]. Эти факты определенно указывают на захват поднимающимся расплавом вещества более древнего, домезозойского сиалического субстрата. В лавах часто встречаются крупные, деформированные и резорбированные зерна явно ксеногенного кварца.

В химическом отношении породы андезит-дацитовый формации относятся к группе пересыщенных кремнеземом (см. табл. 8). Минералогически это выражается в постоянном присутствии кварца как во вкраплениях, так и в основной массе пород. На диаграмме *AFM* (см. рис. 5) отчетливо фиксируется известково-щелочной тренд эволюции. Весьма интересными представляются находки в андезитовых лавах бассейна р. Ардон вкрапленников альмандинового граната, являющегося ликвидусной фазой [30]. С учетом экспериментальных данных Т. Грина [36, 37], показавшего, что альмандиновый гранат может лежать на андезитовом ликвидусе только при давлениях от 36 до 22 кбар, глубина выплавления исходных магм андезит-дацитовый формации может быть оценена в 60–70 км.

Диорит-гранитоидная формация. Магматизм средней юры проявлен в основном в интрузивной форме. В это время в Северной Осетии образуется диорит-гранитоидная формация (см. рис. 4). Наиболее типичным представителем интрузивов этой формации является сложный по строению Цейский массив [14]. Он образован породами, варьирующими от диоритов до лейкократовых гранитов и аштитов, возникающими в ходе единого магматического цикла. По химизму породы формации представляют собой гомодромный ряд дифференциатов нормальной известково-щелочной магмы (см. табл. 8).

Как и в Северной Осетии, на Западном Кавказе магматическая деятельность этого этапа привела к образованию интрузивных гипабиссальных тел гранодиорит-порфиров и специфических кислых экструзивов (гора Индюк [5]). Наиболее сложно построен так называемый Санчаро-Кардывачский магматический узел в районе р. Мзымта [11].

Шошонитовая формация. Высококальциевые базиты, относимые нами к формации шошонитов, в осевой зоне мезозойской палеодуги Северного Кавказа распространены ограниченно и лучше всего изучены в Северной Осетии. В бассейнах рек Газельдон и Терек они пространственно совмещены с полосой выходов габбро-долеритовой и габбро-лейкодолеритовой формаций и образуют мощные (10–15 м) дайки и силлы без видимых элементов расслоенности [23]. В шошонитах Осетии (см. табл. 9) привлекает внимание пониженное по сравнению с субщелочными оливиновыми базальтами количество TiO_2 (0,75–1,39%) и преобладание калия над натрием ($K_2O/Na_2O = 1,1–1,5$). Высокое содержание воды (3–4%) связано с измененностью шошонитов. Концентрации сидерофильных микроэлементов ($Co - 50$ г/т, $Ni - 200$, $Sr - 600$ г/т), по-видимому, отчетливо указывают на мантийное происхождение исходных расплавов, тогда как повышенные по сравнению с базальтами нормальной щелочности (в составе габбро-долеритовой и габбро-лейкодолеритовой формаций) содержания Sr (1300) и Ba (2500 г/т) свидетельствуют, вероятно, уже о контаминированности исходных магм сиалическим материалом.

Субщелочная базальтовая формация. Она возникла в восточных районах Северной Осетии практически синхронно с шошонитовой. Образована дайками, реже sillами субщелочных оливиновых базальтов, известных в бассейнах рек Армхи и Генчишу [23]. К сожалению, вещественный состав формации изучен еще недостаточно. Имеющиеся химические составы пород приведены в табл. 8.

Заканчивая характеристику магматизма мезозойской палеодуги Северного Кавказа, необходимо отметить, что для тыловой, задуговой зоны Северо-Кавказского вулканического пояса характерно закономерное возрастание щелочности магматических образований как во времени, так и в направлении Русской платформы. Это выражается в появлении базальт-трахиандезитовой, трахитовой, шошонитовой, субщелочной габбро-трахитовой формаций на фоне интенсивной среднекислой плутонической активности — диорит-гранитоидной формации. "Чисто базитовые" формации для этой структурно-формационной зоны не типичны, хотя имеются отдельные представители базитового магматизма нормального ряда (долериты и базальтовые порфириты междуречья Кубань—Терек). Количество магматических формаций от фронта к тылу палеодуги закономерно возрастает.

Таким образом, вырисовывается следующая схема магматической эволюции мезозойской палеоостровной дуги Северного Кавказа.

1. Палеоостровная дуга Северного Кавказа отчетливо структурно параллелизуется с современными эшелонированными зрелыми островодужными системами Мирового океана, в частности с описанной выше Курильской. Как и последние, она состоит из глубоководного желоба (Бзыбско-Казбекский трог), осевой кулисообразной вулканической дуги (Северо-Осетинская, Авадхарская и другие зоны) и ее задуговой части, расположенной в области Предкавказья (Карачаевская, Балкарская и другие зоны).

2. Прижелобовый склон палеодуги характеризуется развитием в режиме преобладающих растягивающих напряжений и преимущественно толентовым типом магматизма. Для зоны собственно островной дуги типичен наземный известково-щелочной магматизм. Синхронно с ним происходило становление гипабиссальных интрузивов К-Na субщелочной серии. Для тыловой зоны палеодуги характерны высокие щелочность и степень дифференцированности магматических формаций.

3. Породы К-Na субщелочной серии на Северном Кавказе являются "сквозными" и одинаково характерны для всех структурно-формационных зон. Однако при этом общая щелочность субщелочных базитов закономерно возрастает в направлении от глубоководного желоба к тылу дуги, что приводит к появлению в Балкарском и Карачаевском районах пород с щелочным амфиболом и высокими концентрациями летучих.

4. В петролого-геохимическом отношении, как и в структурном, мезозойская дуга Северного Кавказа наиболее близка зрелым, длительно эволюционировавшим островным дугам и активным окраинам материков типа андийской.

Обратимся к сравнению закономерностей развития южной части Курильской дуги и мезозойской палеоостровной дуги Северного Кавказа. Отчетливо видно, что среди магматических образований обеих дуг значительно преобладают породы известково-щелочной серии. При этом в Северо-Кавказской дуге как наиболее хорошо вскрытой эрозийным процессом весьма велика роль известково-щелочных плутонических ассоциаций ряда диорит—гранит. В Малой Курильской гряде средние и кислые плутонические породы в коренном залегании неизвестны, но существуют данные об их залегании на некоторой глубине [7]. Важно подчеркнуть отсутствие в обоих случаях столь четко проявленной для энсиматических юных и развитых дуг тенденции к смене толитовых серий известково-щелочными, субщелочными и далее щелочными [29]. Нам представляется, что данное обстоятельство связано с ролью мощного сиалического цоколя Малой Курильской и Северо-Кавказской дуг, с одной стороны, контаминирующего мантийные магмы, а с другой — дающего в ряде случаев (например, формация трахитов на Северном Кавказе) начало самостоятельным анатектическим коровым кислым и средним магмам. В целом в обеих сравниваемых дугах известны породы всех магматических серий за исключением К и К-Na щелочных, но в сильно варьирующих пространственных и объемных соотношениях.

Особый интерес представляют образования габбро-долеритовой и габбро-долерит-базальтовой формаций, слагающие линейные дайковые пояса с обращенных к океаническим бассейнам сторон островных дуг. Совершенно очевидным представляется возникновение этих поясов в условиях значительных растягивающих напряжений. При этом внедрение больших объемов базальтовых магм приводило к еще большему растягиванию верхних горизонтов земной коры, сходному по типу с рифтогенным. Нам представляется, что возникновение режима растяжения во фронтальных, прижелобовых участках островных дуг, имеющих сиалическое основание, обусловлено процессом субдукции под них мощных и холодных океанических литосферных плит. В результате вдоль зоны Заварицкого—Беньофа возникают значительные стрессовые напряжения, реализующиеся вначале в простом изгибании, а затем в растрескивании континентальной коры, "залечивающейся" базальтовыми дайками. По-видимому, если процесс растрескивания пойдет достаточно далеко, то во фронтальных зонах островных дуг могут возникнуть настоящие рифтовые трюги, с течением времени "разорвущие" островную дугу на части.

Отметим одно небольшое отличие Северо-Кавказской палеодуги от современных зрелых островных дуг Мирового океана, в частности Курильской. На Северном Кавказе вулканизм был связан со сравнительно небольшими, изолированными центрами, разделенными амагматическими участками, а непрерывные линейные цепочки вулканов, столь характерные для современных островных дуг, отсутствовали. По-видимому, можно усмотреть соответствие между некоторой неполнотой морфологических признаков активной океанической окраины Северного Кавказа и характером сопряженной с ней Бзыбско-Казбекского трога, раскрытие которого определялось, вероятно, растяжением и уплотнением сиалической коры, но не привело к формированию субстрата океанического типа.

Чрезвычайно интересную информацию можно получить, сравнивая как и куда происходит перемещение островных дуг по мере их развития. Анализируя приведенный выше фактический материал, мы приходим к выводу, что у Северо-Кавказской и Курильской островных дуг направленность миграции была прямо противоположной. Если на Северном Кавказе в интервале от нижней юры до байоса ось вулканической дуги сместилась на 200–250 км в сторону океана, то южная часть Курильской дуги за период мел–плейстоцен передвинулась в направлении Азиатского континента на расстояние не менее 100 км. Направленность миграции островных дуг, по-видимому, надо связывать с двумя обстоятельствами: 1) наличием или отсутствием в тылу островных дуг морского бассейна с океаническим типом коры; 2) наличием или отсутствием процессов задугового спрединга. На Северном Кавказе в тылу мезозойской палеодуги размещалось эпиконтинентальное окраинное море с очень мощным и жестким цоколем, мешающим продвижению островной дуги на север. В тыловой зоне Курильской дуги начиная с эоцена существовала Южно-Курильская океаническая котловина с маломощной и пластичной океанической корой, хотя и без видимых признаков спрединга. В результате южная часть Курильской дуги могла свободно перемещаться на запад.

В Курильской и Северо-Кавказской островных дугах устанавливается совершенно отчетливая зональность магматизма. Для зоны собственно вулканической дуги наземный или прибрежно-морской известково-щелочной вулканизм (базальт-риолитовая и андезитовая формации Большой Курильской гряды; андезит-дацитовая формация Северо-Кавказской палеодуги). Чуть позднее возникают и интрузивные известково-щелочные формации (диорит-гранитоидная формация). На фоне мощных, длительных проявлений известково-щелочного магматизма происходит становление гипабиссальных интрузивных тел шошонитов. Находки высокобарной минеральной фазы — альмандинового граната — в андезитовых лавах Северного Кавказа свидетельствуют о мантийном источнике исходных расплавов, возникающих, с учетом экспериментов Т. Грина [36, 37], на глубинах не менее 70 км. Для Курильской дуги не столь отчетливо, как для мезозойской палеодуги, проявлен тренд увеличения щелочности пород от фронтальной к тыловой зоне. В ее тылу присутствует лишь несколько подводных вулканов, состав продуктов извержений которых отвечает К-Na субщелочной серии [1].

Сравнение палеоостровной дуги Северного Кавказа с современными островными дугами Мирового океана разной степени зрелости показывает, что по набору магматических формаций и серий и специфике их вещественного состава Северо-Кавказская палеодуга наиболее близка к зрелым островодужным и окраинно-материковым структурам, наложенным на мощное сиалическое основание типа полуостровов Аляска или Камчатка. В первую очередь это выражается в высокой щелочности и кремнекислотности пород и преобладании среди них известково-щелочных образований, не характерных для юных и даже развитых островных дуг [4]. Указанное обстоятельство, скорее всего, связано с действием контаминационных процессов, обогащавших магмы этих островных дуг крупнокатионными литофильными элементами. Последнее легко можно понять, учитывая большую мощность земной коры Северного Кавказа (свыше 50 км) и южной части

Курил (свыше 25 км) и существенную роль в ее составе "гранитно-метаморфического слоя". Этот слой представлен гнейсами, гранитами и кристаллическими сланцами, обнажающимися во многих районах Северного Кавказа и известными в виде ксенолитов в вулканитах Южных Курильских островов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Бондаренко В.И. и др. Поперечные вулканические зоны Курильской островной дуги. – В кн.: Строение и динамика переходных зон. М.: Наука, 1983, с. 60–61.
2. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. – Геотектоника, 1977, № 5, с. 88–103.
3. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Кекелия М.А. и др. Эволюция магматизма и геодинамика палеоостроводужных систем Кавказа. – В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983, с. 287–301.
4. Бозатиков О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д., Цветков А.А. Магматизм зоны перехода континент–океан (развитие идей А.Н. Заварицкого). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 6, с. 19–30.
5. Борсук А.М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. М.: Наука, 1963. 175 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 86).
6. Вardanянц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. М.: ЦНИГРИ, 1935. 118 с. (Тр.; Вып. 25).
7. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга–желоб. М.: Наука, 1979. 187 с.
8. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
9. Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М. Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим и геологическим данным. – ДАН СССР, 1983, 270, № 3, с. 664–668.
10. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
11. Гурбанов А.Г. Новые данные о геологическом строении и возрасте Кардывачской интрузии на Кавказе. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9, с. 18–31.
12. Дмитриев Ю.И., Цветков А.А. Магматизм активных окраин океанов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 3, с. 3–18.
13. Дунчев В.М. Вулканизм Большой Курильской гряды. М.: Недра, 1983. 118 с.
14. Кецховели Д.И. Петрология Цейского массива (Северный Кавказ). Тбилиси: Мецниереба, 1972. 110 с.
15. Кондаков Л.А. Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны (Северный Кавказ). М.: Наука, 1974. 202 с.
16. Лебедев А.П. Палеогеография центров юрского вулканизма на Большом Кавказе. – ДАН СССР, 1947, 68, № 9, с. 813–817.
17. Ломизе М.Г. Мезозойский вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969. 303 с.
18. Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А. Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа. – В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 172–179.
19. Найдин Д.П. Геохронология мелового периода. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, 57, № 1, с. 51–72.
20. Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
21. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной дуги. М.: Наука, 1978. 268 с.
22. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
23. Суханов М.К. Казбекский диабазовый пояс Центрального Кавказа (междуречье Ардон–Асса): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1974. 25 с.
24. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.

25. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Фролов В.Т., Гуцин А.В. Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 4, с. 38–50.
26. Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. – Геотектоника, 1975, № 1, с. 16–33.
27. Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 153 с.
28. Цветков А.А. Щелочной базальтовый магматизм островных дуг северной части Тихого океана. – В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982, с. 161–191.
29. Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. – В кн.: Строение и динамика переходных зон. М.: Наука, 1983, с. 79–80.
30. Цветков А.А., Борисовский С.Е. Минералы высоких давлений в юрских андезит-дацитовых лавах Северной Осетии на Центральном Кавказе. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 19–30.
31. Цветков А.А., Говоров Г.И., Цветкова М.В., Аракелянц М.М. Эволюция магматизма Малокурильской гряды в системе Курильской островной дуги. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 12, с. 18–35.
32. Шека С.А., Куренцова Н.А. Магматизм главных структурных элементов океанов и зон их сочленения с континентами. – В кн.: Геология дальневосточных окраин Азии. Владивосток: Владивост. кн. изд-во, 1981, с. 103–119.
33. Andesites/Ed. R.S. Thorpe. Chichester, Wiley, 1982. 724 p.
34. Ewart A., Brothers R.N., Mateen A. An outline of geology and geochemistry and possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga–Kermadec–New Zealand island arc. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, 2, N 3, p. 205–250.
35. Gill Y.B. Orogenic andesites and plate tectonics. – In: Minerals and rocks. В. etc.: Springer, 1981, vol. 16, p. 390.
36. Green T.H. High-pressure experimental studies on the mineralogical composition of the lower crust. – Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, 3, p. 441–450.
37. Green T.H., Ringwood A.E. Crystallization of garnet-bearing rhyodacite under high-pressure hydrous conditions. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 19, p. 203–212.
38. Irvine T.N., Baragar W.R. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. – Canad. J. Earth Sci., 1971, 8, p. 523–548.

УДК 552.311:552.321

Г.С. ЗАКАРИАДЗЕ, А.Л. КНИППЕР, А.В. СОБОЛЕВ,
О.П. ЦАМЕРЯН, Л.В. ДМИТРИЕВ, В.С. ВИШНЕВСКАЯ,
Г.М. КОЛЕСОВ

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ И СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ОФИОЛИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Изучение особенностей эволюции вулканизма офиолитовых комплексов Восточного Средиземноморья, главным образом южной полосы (Тавр, Кипр, Сирия, Загрос, Оман), выявило исключительно сложную геодинамическую обстановку, в которой формировались эти офиолиты [23, 27, 31, 39]. Показано широкое проявление водосодержащих толеитовых магм, приводящих к образованию в основном дифференцированных серий типа примитивных островных дуг. Установлены и исследованы также высококританитные базальтовые вулканогенно-осадочные толщи, тесно ассоциирующие с офиолитовыми аллохтонами [31, 36, 40, 44]. Северный, Понтийско-

Закавказский, офиолитовый пояс Восточного Средиземноморья исследован в этом отношении несравненно слабее. В настоящей работе, частично восполняющей этот пробел, на основании исследований, проводившихся в 1977–1982 гг., дается общий очерк структурных взаимоотношений вулканических серий и особенностей вариации их состава в разрезах офиолитовых зон Малого Кавказа.

Положение о том, что офиолиты Малого Кавказа представляют собой аллохтонные фрагменты мезозойской коры океанического типа разделяется многими исследователями [6, 8, 10, 17, 21, 22, 33, 34], в том числе и авторами настоящей работы. Однако концепция автохтонного или параавтохтонного происхождения этих офиолитов в верхнемеловых рифтовых зонах, наложенных на сиалический фундамент, также имеет сторонников [1, 14, 18–20, 24].

ОФИОЛИТОВЫЕ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА И СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩ

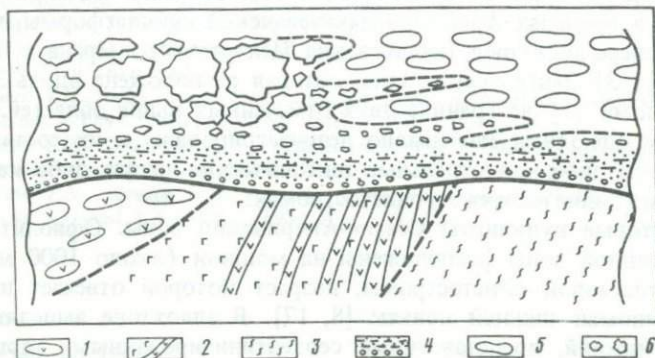
Офиолиты Малого Кавказа представлены в трех различных геологических обстановках (рис. 1): 1) Севано-Акеринская зона на южном крае Европейской активной континентальной палеоокраины [8, 21]; 2) Вединская зона в пределах Армянско-Нахичеванской субплатформы, представляющей северо-восточное продолжение Центрального Ирана и Эльбруса [9, 14, 22]; 3) Зангезурская зона, которая расположена вдоль Зангезурского разлома [1] на границе двух отмеченных выше областей. Во всех трех зонах офиолиты интенсивно дезинтегрированы и их составляющие представлены либо как отдельные тектонические чешуи, либо как блоки в серпентинитовом меланже и олистостромах.

Офиолитовые вулканыты Севано-Акеринской зоны. Офиолитовые аллохтоны данной зоны расположены на мощной (около 1000 м) толще офиолитокластовой олистостромы, возраст которой отвечает интервалу верхний сеноман–нижний коньяк [8, 17]. В аллохтоне выделяются два покрова: нижний, представленный серпентинизированными гарцбургитами, дунитами, ультраосновными и основными кумулятами и габбро, завершающими разрез: верхний, вулканогенно-осадочный, сложенный подушечными и массивными лавами, переслаивающимися с красными кремнями и пелагическими известняками. Распределенные неравномерно дайки диабазов прорывают верхние горизонты габбро и вулканогенно-осадочные образования. В разрезе аллохтона оба покрова перекрыты несогласно вулканогенно-терригенной серией (рис. 2), в основании которой выделяется пачка, сложенная аргиллитами, песчаниками, включающими линзы и карманы конгломератов. Несогласие четко устанавливается в окрестностях с. Ардашеви, Фингя (Лагинский район), Килисали и Кылыгылы (Кельбаджарский район). Вверху по разрезу эта базальная пачка переходит в чередование олистостромы с красными кремнями, микритовыми известняками, подушечными и массивными лавами базальтов и андезитов, туфами, вулканическими брекчиями, гиалокластитами (общая мощность 500 м). Возраст основания вулканогенно-терригенной серии надежно установлен как сеноманский, но верхний возрастной предел недостаточно ясен [33]. Аллохтонные и автохтонные образования перекрыты отложениями неоавтохтона с горизонтом



Р и с. 1. Расположение офиолитовых зон Малого Кавказа

1 — область с герцинским гранито-гнейсовым фундаментом; 2 — область с докембрийским гранито-гнейсовым фундаментом; 3 — офиолитовые зоны; 4 — предполагаемый офиолитовый шов; 5 — зона Главного Кавказского хребта; БК — Большой Кавказ; ЗСС — Закавказский срединный массив; НА — Нахичеванская субплатформа; офиолитовые зоны: СА — Севано-Акеринская, В — Вединская, З — Зангезурская



Р и с. 2. Несогласие в офиолитовом аллохтоне Севано-Акеринской зоны

1 — подушечные лавы толеитовых базальтов; 2 — габбро, пересекаемые дайками диабазов; 3 — серпентинизированные гарцбургиты; 4 — конгломераты, песчаники, аргиллиты; 5 — подушечные лавы высокотитанистых толеитовых и щелочных базальтов; 6 — олистогрома

конгломератов верхнего конька в основании, чем определяется верхний возрастной предел обдукции офиолитов.

Таким образом, в разрезе аллохтона Севано-Акеринской офиолитовой зоны выделяются два горизонта вулканитов — нижние и верхние. *Досеноманские нижние вулканиты*, расположенные ниже поверхности несогласия, представлены покровами подушечных и массивных лав и отвечают по составу породам щелочной и толеитовой серий. В щелочной серии резко доминируют базальты, среди которых выделяются афировые и мелкопорфировые разновидности с вкрапленниками оливина, титанавгита, плагиоклаза и керсутита. Трахиандезиты и трахиты количественно подчинены. Толща щелочных вулканитов интрузируется относительно немногочисленными телами щелочных диабазов, главным темноцветным минералом которых является тита-

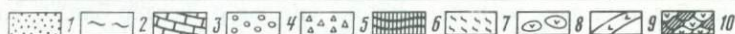
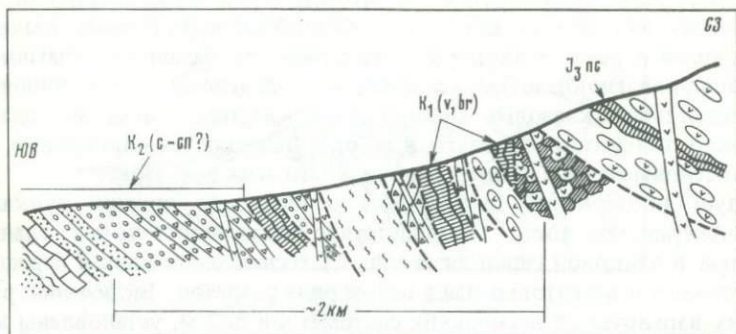
навит. Базальты относятся к толеитовой серии и составляют не более 20% нижних вулканитов аллохтона Севано-Акеринской зоны. Выделяются афировые и реже мелкопорфировые разности базальтов: плагиоклазовые, оливин-плагиоклазовые, клинопироксен-плагиоклазовые, оливин-клинопироксен-плагиоклазовые. Субвулканические тела толеитовых диабазов прорывают толеитовые базальты и габбро. Выделяются оливиновые, клинопироксеновые и уралитовые разновидности этих диабазов.

Следует подчеркнуть две важные особенности нижних вулканитов Севано-Акеринской зоны: 1) присутствие включений зеленых сланцев и мраморов в дайковой серии диабазов; 2) тесная ассоциация и переслаивание щелочных и толеитовых лав в целом ряде разрезов. Включения, размер которых варьирует от нескольких сантиметров до 2 м, установлены в контактах диабазовых даек на левом склоне ущелья р. Тертер близ с. Кытыгы. Здесь диабазовые дайки секут уралитовые габбро и далее постепенно переходят в рой преимущественно дайковых тел. Переслаивание покровов толеитовых и щелочных лав — достаточно распространенное явление во многих толщах нижних вулканитов Севано-Акеринской зоны. Возраст этих вулканитов надежно установлен как верхнеюрский—нижнемеловой [2, 17, 33, 34]. Наглядный пример таких взаимоотношений толеитовых и щелочных лав представлен вдоль ущелья р. Пчаниз (рис. 3, 4). Здесь тектоническая чешуя толеитовых подушечных лав (см. рис. 3) надвинута на автохтонную толщу возраста сеноман—коньяк(?) (данные О.В. Алиева и Т.А. Гассанова), представленную чередованием песчаников, маргелей, известняков, аргиллитов, конгломератов и туффитов, причем последние содержат обильный офиолитовый детритус. В основании покрова терригенно-карбонатная толща интенсивно деформирована и прорвана протрузиями серпентинитов. Вверх по ущелью близ с. Кохна-Чорман (см. рис. 4) толеитовые базальты переслаиваются со щелочными базальтами, трахиандезитами, трахитами, микритовыми известняками и реже песчаниками. Вся последовательность пресекается молодыми дайками трахиандезитов. Далее вверх по реке вулканогенно-осадочная толща, представленная уже в основном щелочными вулканитами, переходит в хаотическую формацию, сложенную блоками вулканитов, терригенных отложений, габбро и олистострыми, протрудированную серпентинитами.

Методом выщелачивания плавиковой кислотой из силицитов ущелья р. Пчаниз извлечены многочисленные радиолярии (места взятия изученных образцов отмечены на рис. 3 и 4 стрелками), среди которых определены: *Conosphaera sphaeroconus* Rust, *Sphaeroshilus lanceola* Parona group, *Saturnalis amissus* Squinabol, *S. dicranocanthos* Squinabol, *Acaeniotyle diaphragona* Foreman, *Paronaella? casmaliaensis* Pessapno, *Dictyomitra boesii* Parona, *D. cosmoconica* Foreman, *D. lacrimula* Faveman, *D. multicostata* Zittel group, *Mirifusus mediodilatata* (Rust), *Thanarla elegantissima* (Cita), *Eucyrtis micripora* (Squeinabol).

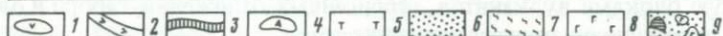
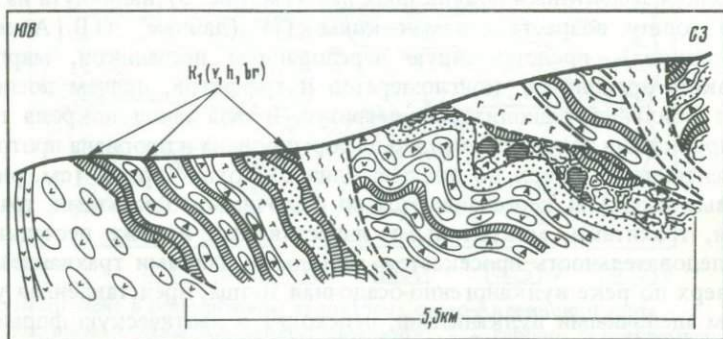
Эти фаунистические данные надежно указывают на нижнемеловой (валанжин, готерив, баррем) возраст силицитов. Присутствие в разрезе верхнеюрских отложений все еще остается под вопросом¹.

¹ Верхнеюрско-нижнемеловой возраст радиоляритов установлен тем же методом для многих других блоков вулканогенно-осадочных пород в бассейнах рек Шальва и Тутхун (В.С. Вишневецкая, устное сообщение).



Р и с. 3. Тектоническая чешуя верхнеюрско-неокомских толеитовых подушечных лав на автохтонной верхнемеловой теригенно-карбонатной толще. Разрез вдоль ущелья р. Пчаниз, юго-восток Севано-Акеринской зоны

1 – песчаники; 2 – мергели; 3 – известняки; 4 – конгломераты; 5 – туффиты; 6 – радиоляриты; 7 – серпентиниты; 8 – подушечные лавы толеитовых базальтов; 9 – дайки трахиандезитов; 10 – тектоническая брекчия подушечных лав и радиоляритов

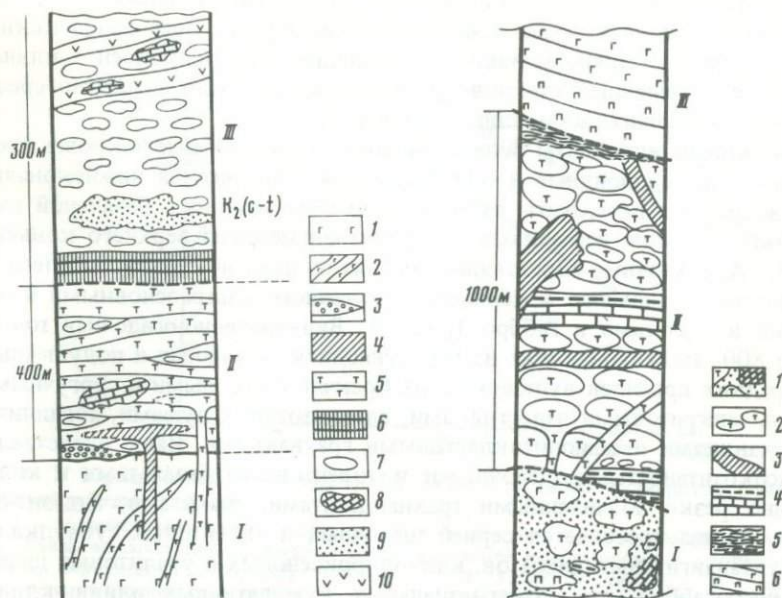


Р и с. 4. Чередование покровов толеитовых и щелочных лав в вулканогенно-осадочной аллохтонной тектонической чешуе. Ущелье р. Пчаниз (продолжение разреза, приведенного на рис. 3)

1 – подушечные лавы щелочных базальтов; 2 – дайки трахиандезитов; 3 – радиоляриты; 4 – подушечные лавы щелочных базальтов; 5 – покровы трахиандезитов и трахитов; 6 – песчаники; 7 – серпентиниты; 8 – габбро; 9 – олистострома

Верхние офиолитовые вулканы Севано-Акеринской зоны, расположенные над сеноманским несогласием и убедительно датированные фаунистически как верхнемеловые [14, 33], характеризуются разрезами двух типов.

Разрезы первого типа (близ с. Ардашеви, Фингя, г. Саринор) представлены чередованием покровов массивных и подушечных пузырчатых лав и количественно подчиненных вулканических брекчий и витрокластических туфов с олистостромой, осадочными брекчиями, песчаниками с градационной слоистостью, аргиллитами, микритовыми известняками, силицитами и редко радиоляритовыми брекчиями и турбидитами (см. рис. 2). Среди вулканитов преимущественно распространены переслаивающиеся высоко-



Р и с. 5. Серия верхнемеловых дифференцированных толеитовых силлов и подушечных лав близ с. Карайман (южные отроги Севанского хребта, Варденинский район)

I — габбро, оливковые габбро, габбро-нориты; 2 — дайки габбро и микрогаббро, связанные с офиолитовым фундаментом; 3 — линзы конгломератов и брекчий; 4 — субвулканические тела, проявляющие особенности состава бонинитов; 5 — силлы диабазов, микрогаббро, габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов; 6 — силициты; 7 — подушечные лавы — базальты, андезиты; 8 — ксенолиты мраморов; 9 — карбонатные турбидиты; 10 — дайки дацитов

Р и с. 6. Схематический разрез офиолитового комплекса зоны Веди

I — олигострома; 2 — подушечные лавы — высокотитанистые толеитовые и щелочные базальты, андезиты, трахиандезиты; 3 — дайки диабазов, микрогаббро, оливковых габбро; 4 — осадочные пачки: радиоляриты, известняки, песчаники; 5 — метаморфиты (зеленые сланцы) в основании тектонической чешуи гипербазитов и габбро; 6 — перидотиты и габбро; I — олигостромовая толща; II — вулканогенно-осадочная толща (хорсовская свита); III — расслоенный перидотит-габбровый комплекс

титанистые толеитовые и щелочные базальты, реже встречаются андезиты, риолиты, трахиандезиты и трахиты. Петрографически щелочные вулканыты в целом достаточно близки к нижним офиолитовым вулканитам.

Разрезы второго типа верхних офиолитовых вулканиитов менее распространены и характеризуют толщу, обнажающуюся на южных склонах Севанского хребта близ с. Караиман. Толща сложена силлами и подушечными лавами дифференцированной толеитовой серии и количественно подчиненными горизонтами силицитов и карбонатных турбидитов. Вулканииты содержат ксенолиты мраморов (рис. 5). Вся эта толща расположена несогласно на офиолитовых габбро, интродуцированных многочисленными телами микрогаббро и диабазов. В основании вулканиитов устанавливаются прерывистые линзы конгломератов с гальками габбро, диабазов, серпентинитов, силицитов, мраморов, песчаников. Эффузивы представлены базальтами и базальтовыми андезитами, а силлы — диабазами, микрогаббро, габ-

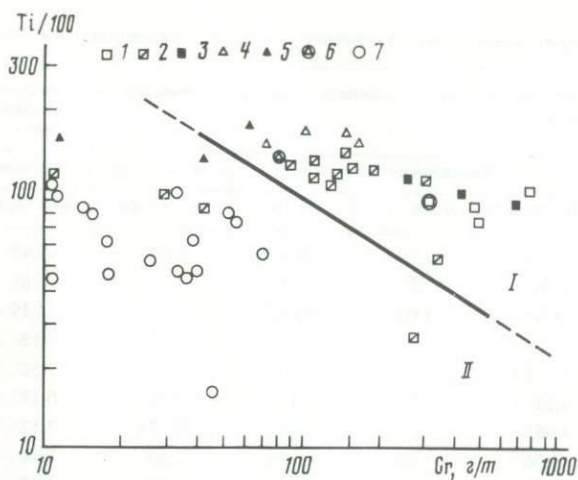
бро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами. Единственное тело двупироксенового высокомагнезильного андезита, по петрографическим особенностям достаточно близкого к бониниту (ортопироксен + клинопироксен + измененный стекловатый мезостазис), было встречено среди даек, интрузирующих габброидный фундамент.

Офиолитовые вулканиты Вединской зоны. Офиолитовые покровы зоны надвинуты на флишоидные и олистостромовые отложения нижнеконьякского возраста и перекрыты отложениями неоавтохтона с базальной пачкой конгломератов, песчаников, алевролитов и мергелей верхнего коньяка [17, 33]. Аллохтонные образования состоят из двух покровов: нижнего — вулканогенно-осадочного и верхнего, сложенного ультраосновными и основными кумулатами и габбро (рис. 6). Вулканогенно-осадочная толща (около 800–1000 м) состоит из чередующихся массивных и подушечных лав и редких прослоев вулканических брекчий с красными и сургучными яшмами, микритовыми известняками, алевритовыми, туфами, аргиллитами, песчаниками и офиолитокластовыми граувакками. Лавы представлены высокотитанистыми щелочными и толеитовыми базальтами и количественно резко подчиненными трахиандезитами, трахитами, андезит-дацитами. Толща пересекается серией щелочных и толеитовых субвулканитов — титанавгитовых диабазов, клинопироксеновых и уралитовых диабазов, микрогаббро, высокомагнезильных кумулятивных оливин-клинопироксеновых габбро. Толща в целом сильно деформирована, разбита на отдельные блоки, протрудирована серпентинитами и участками переходит в серпентинитовый меланж.

Офиолитовые вулканиты Зангезурской зоны. Офиолиты данной зоны установлены недавно [1] и все еще слабо исследованы. Здесь вдоль зоны глубинного Зангезурского разлома обнажаются в виде тектонического меланжа блоки спилитов, метадиабазов, андезитов, трахиандезитов совместно с ультрабазитами, габбро, радиоляритами и мелкозернистыми кремнистыми туфами.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ

На основании относительно ограниченных по объему данных по петрохимии [6, 10, 13, 17] среди вулканитов офиолитового комплекса Малого Кавказа отмечаются толеиты, аналогичные развитым на срединно-океанических хребтах и примитивных островных дугах, а также щелочные базальты и их более кислые дифференциаты. В процессе исследования Севано-Акеринской и Вединской зон нами проанализировано около 200 образцов вулканитов на петрогенные и редкие элементы. В настоящей работе выбрано 19 представительных проб (табл. 1) для демонстрации пределов вариаций состава главных установленных типов вулканических пород. Анализы выполнены в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР. Данные по главным элементам получены методами классического силикатного анализа (аналитики Н.С. Класова, А.В. Лебедева, Е.В. Безрогова, Н.В. Бударина) и рентгенофлуоресцентной спектрометрии (аналитик Н.А. Коровкина). Содержание РЗЭ определялось методом нейтронно-активационного анализа (Г.М. Колесов). Данные по другим редким элементам получены методами атомной абсорб-



Р и с. 7. Вариационная диаграмма $Ti/100-Cr$ разных типов вулканитов Севано-Акеринской и Вединской зон

1 — толеитовые базальты ущелья р. Пчаниз (см. рис. 3, 4); 2 — диабазы и подушечные лавы, включающие фрагменты зеленых сланцев и мраморов; 3 — толеитовые базальты переходного типа (обр. 494-78; 207-78, 52-79, см. табл. 1); 4 — щелочные базальты из нижних вулканитов; 5 — высокотитанистые толеиты и щелочные базальты из верхних вулканитов; 6 — вулканиты зоны Веди; 7 — дифференцированная толеитовая серия (см. рис. 5); разделительная линия полей I и II заимствована из работы [37]

ции (Sr, Ni, Cr, Co; аналитики Э.М. Седых, Л.Н. Банных, Э.И. Тихомирова) и эмиссионно-спектрального анализа (Ba, Sc, V, Zr; аналитики Е.Н. Савинова, Ж.М. Гриневская, О.А. Вахрушева).

Оценка первичной геохимической природы изученных вулканитов основывается на рассмотрении распределения элементов с высоким ионным потенциалом (Ti, Zr, Y, Cz, TR), которые проявляют слабую мобильность в процессах низко- и среднетемпературного гидротермального метаморфизма [26, 27, 29, 30, 48, 49]. Геохимические данные хорошо согласуются с результатами исследования расплавных включений во вкрапленниках клинопироксенов из разных типов исследованных вулканитов.

На диаграмме (рис. 7) точки составов исследованных вулканитов расположены в двух полях. В поле I океанических базальтов попадают все нижние вулканиты и высокотитанистые верхние вулканиты (разрезов первого типа) Севано-Акеринской зоны, а также все вулканиты Вединской зоны. Используя геохимическую классификацию океанических базальтов [42, 43, 46], выделенные составы можно разделить достаточно четко на три типа. Толеиты нормального N- (или деплетированного) типа, заметно обедненные литофильными редкими элементами с крупными ионными радиусами, распространены ограниченно и устанавливаются среди нижних (верхнеюрско-неокомских) вулканитов Севано-Акеринской зоны по ущелью р. Пчаниз (см. рис. 3, 4). Между тем плюмовый P- (или обогащенный) типа базальтов (высокотитанистые толеиты и щелочные базальты) широко представлен на обоих возрастных уровнях Севано-Акеринской зоны и в зоне Веди. Базальты, переходные по составу между этими двумя

Таблица 1. Состав главных типов вулканических пород офиолитовых зон Малого Кавказа

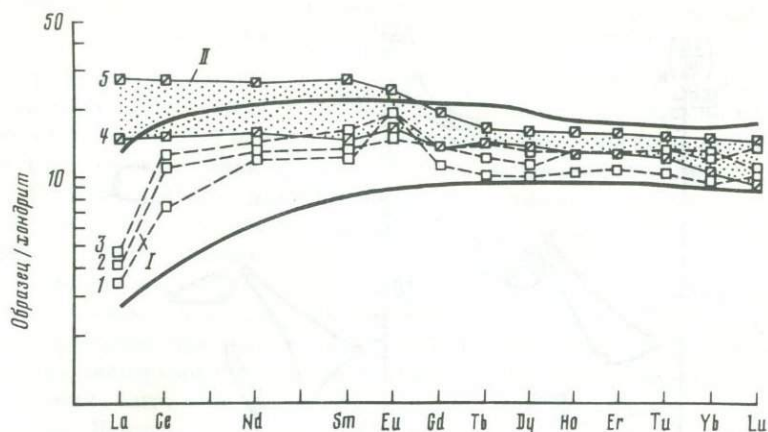
Компоненты*	Толейты срединно-океанических хребтов нормального типа				Толейты срединно-океанических хребтов переходного типа		Толейты срединно-океанических хребтов переходного типа			Высокотитанистые толейты и щелочные базальты			
	Севано-Акеринская			Вединская	Севано-Акеринская		Севано-Акеринская			Севано-Акеринская			
	107-79, Н**	26-79, Н	408-78, Н	В-557, 80	494-78, Н	207-78, Н	52-79, Н	144-77, Н	186-79, Н	57-79, Н	215-78, Н	220-78, В	632-78, В
SiO ₂	47,70	47,70	49,60	41,70	47,49	49,36	49,44	46,93	51,90	43,80	47,02	50,02	44,80
TiO ₂	1,50	1,21	1,31	0,37	1,50	1,64	1,41	1,54	2,10	2,56	2,30	2,38	2,83
Al ₂ O ₃	15,45	15,02	14,62	9,63	14,79	14,45	16,53	15,57	13,80	13,19	15,48	14,30	16,19
Fe ₂ O ₃				3,77	8,12	8,81	8,89	6,99			4,78	4,27	
FeO	11,11	9,14	9,56	8,53	2,52	4,32	2,43	3,24	12,13	9,66	4,32	4,73	12,90
MnO	0,21	0,17	0,18	0,20	0,17	0,21	0,13	0,21	0,18	0,15	0,14	0,25	0,26
MgO	4,96	6,62	7,48	23,74	7,12	6,19	3,90	5,60	4,40	5,12	7,89	6,18	6,37
CaO	11,06	11,84	12,28	5,86	8,74	8,03	9,66	11,33	6,23	12,12	6,61	10,64	6,46
Na ₂ O	4,45	3,62	2,27	0,74	3,03	2,83	4,45	3,71	6,08	1,57	3,30	3,40	4,02
K ₂ O	0,11	0,29	0,09	0,04	1,50	0,60	0,08	0,06	0,12	4,45	1,30	0,30	0,55
P ₂ O ₅	0,16	0,11	0,10	0,02	0,01	0,01	0,12	0,17	0,10	0,54	0,48	0,11	0,81
П. п. п.	3,00	3,38	2,85	5,18	4,76	3,04	3,52	4,98	3,09	6,36	6,26	3,54	5,14
Сумма	99,71	99,10	100,34	99,78	99,75	99,60	99,80	100,80	99,89	99,52	99,61	100,72	100,33
Ba	11	14	28		43	40	32	31	21	1397	487		341
Sr	175	200	83	104	180	125	430	278	126	725	325		572
Sc	40	54	41	29	37	29	44	35	46	14	30	36	10
Co	51	38	43	100	34	44	55	26	36	33	32	40	35
Ni	140	76	170	965	140	58	106	32	27	49	78		16
Cz	712	463	440	1300	400	140	673	39	104	140	154	42	11
V	328	246	245		260	405	369	333	447	165	280		200
Zr	64	44	75	19	72	103	86	72	122	175	205		144
La	1,5	1,4	1,1	0,82	4,6	9,26	5,2	4,9	8,9	44	31	4,8	4,2
Ce	10	9,4	6,2	2,70	12	23	11	12	22	41	35	10	31
Nd	8	7,5	6,9	2,60	7,0	18	8,1	8,7	15	23	18	8,7	20
Sm	2,87	2,5	2,42	0,97	2,14	6,6	2,7	2,84	5,3	7,2	5,7	3,1	7,4
Eu	1,28	1,1	1,26	0,39	1,29	2,13	1,7	1,13	1,7	2,10	1,87	1,4	2,7
Gd	2,90	3,5	3,5	1,30	2,80	6,3	4,0	3,5	5,0	7,0	5,80	3,7	8,8
Tb	0,50	0,60	0,67	0,27	0,50	1,1	0,77	0,67	0,77	1,2	0,96	0,67	1,2
Dy	3,10	3,60	4,10	1,80	2,80	6,0	4,5	4,2	4,8	3,1	5,70	4,2	6,6
Ho	0,77	0,91	0,94	0,43	0,63	1,4	0,98	0,91	1,1	1,4	1,1	0,98	1,4
Er	2,20	2,70	2,80	1,40	1,80	3,7	2,8	2,70	3,3	3,5	3,1	2,9	3,5
Tu	0,34	0,42	0,45	0,22	0,29	0,57	0,41	0,41	0,51	0,51	0,45	0,45	0,48
Yb	1,9	2,7	2,60	1,72	1,7	3,2	2,2	2,2	3,2	2,9	2,6	2,6	2,9
Lu	0,36	0,38	0,48	0,22	0,28	0,51	0,34	0,33	0,40	0,41	0,37	0,36	0,38
Y		27	21	13	35	37	58	23		21	18		28

* Окислы — в мас.%, элементы — в г/т.

** Н — нижние вулканы, В — верхние вулканы, Севано-Акеринская зона.

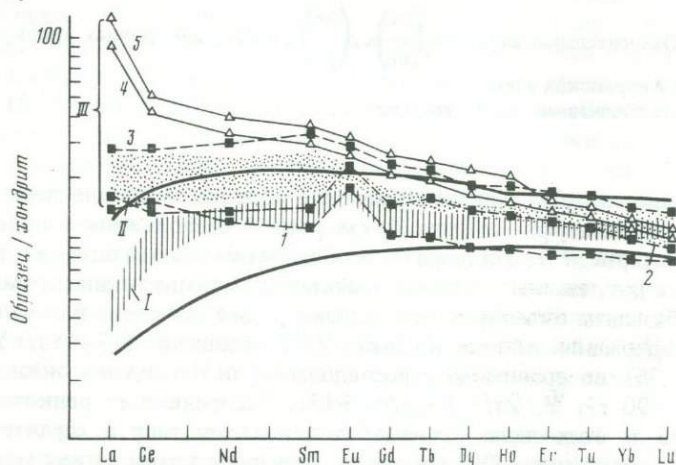
Таблица 1 (окончание)

Компоненты*	Высокотитанистые толеиты и щелочные базальты:		Толеиты типа островных дуг			
	Севано-Акеринская	Вединская	Севано-Акеринская			
	595-78, В	554-80, В	110-80, В	666-78, В	565-78, В	663-78, В
SiO ₂	52,94	46,40	52,00	51,70	54,06	57,63
TiO ₂	3,06	2,01	0,32	1,35	0,85	0,95
Al ₂ O ₃	17,14	19,50	13,50	14,25	14,09	13,26
Fe ₂ O ₃	7,21	4,93	0,83	6,28	4,38	3,33
FeO	1,44	3,63	6,31	8,45	4,86	7,53
MnO	0,28	0,19	0,12	0,35	0,40	0,18
MgO	2,49	6,73	8,31	4,11	5,72	4,60
CaO	5,45	5,80	8,75	7,04	7,12	3,50
Na ₂ O	4,56	4,35	4,03	3,80	3,60	5,20
K ₂ O	1,03	1,29	0,03	0,35	0,13	0,10
P ₂ O ₅	0,40	0,36	—	0,13	0,06	0,10
П. п. п.	3,38	5,31	5,91	2,63	3,89	3,03
Сумма	99,38	100,50	100,11	100,44	99,16	99,41
Ba	117			18	9	9
Sr	472	515	120	89	86	
Sc	25	21	48	27	32	31
Co	33	38	39	38	26	24
Ni	58	28		16	23	15
Cr	67	87	45	8	16	9
V	201			350	384	473
Zr	150	167		130	30	120
La	40	39	1,0	7,8	1,1	4,2
Ce	23	38	2,7	16	7,8	13
Nd	15	21	2,6	10	5,9	9,9
Sm	4,7	6,4	0,97	3,5	2,11	3,4
Eu	2,4	2,7	0,47	1,42	0,85	1,35
Gd	5,1	7,0	1,2	3,8	2,10	3,7
Tb	0,86	1,1	0,23	0,62	0,47	0,59
Dy	5,4	6,0	1,5	3,8	2,70	3,7
Ho	1,3	1,3	0,34	0,87	0,63	0,85
Er	3,4	3,5	2,2	2,5	1,7	2,4
Tu	0,51	0,45	0,18	0,39	0,26	0,38
Yb	3,0	2,6	1,1	2,5	1,4	2,4
Lu	0,44	0,33	0,20	0,47	0,23	0,42
Y	30	28		33	22	37



Р и с. 8. Распределение РЗЭ Севано-Акеринской зоны

Условные обозначения те же, что и на рис. 7; поле составов океанических толеитов (жирные линии) оконтурено по [28, 32, 46]; содержание РЗЭ нормировано по хондриту [35]

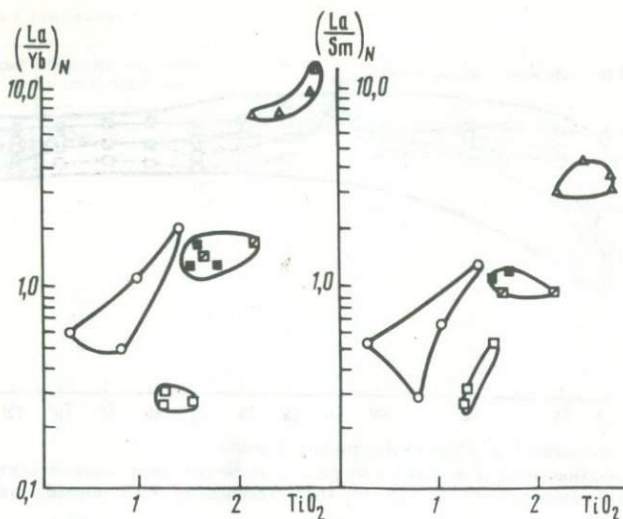


Р и с. 9. Распределение РЗЭ в переслаивающихся толеитовых и щелочных базальтах; нижние вулканиты Севано-Акеринской зоны

Условные обозначения те же, что и на рис. 7, поля I и II из рис. 8

типами (Т-тип), представлены среди нижних вулканитов в Севано-Акеринской зоне и отвечают диабазам с включениями зеленых сланцев и мраморов, а также лавам, переслаивающимся с нормальными и плюмовыми базальтами в зонах взаимопереходов (см. табл. 1; рис. 8, 9). Обогащение легкими лантаноидами от деплетированных к щелочным базальтам отчетливо коррелирует с возрастанием содержаний титана, фосфора, бария, стронция (см. табл. 1; рис. 10):

N-тип: $(La/Sm)_N = 0,26-0,32$,	$(La/Yb)_N = 0,27-0,51$;
T-тип: $(La/Sm)_N = 0,80-1,23$,	$(La/Yb)_N = 1,31-1,86$;
P-тип: $(La/Sm)_N = 3,01-4,50$,	$(La/Yb)_N = 7,41-14,88$.



Р и с. 10. Относительные вариации $\left(\frac{\text{La}}{\text{Yb}}\right)_N$, $\left(\frac{\text{La}}{\text{Sm}}\right)_N$ и TiO_2 для разных типов вулканитов Севано-Акеринской зоны
 Условные обозначения те же, что и на рис. 7

Низкокальциевые дифференцированные толеиты (верхние лавы Севано-Акеринской зоны, разрез типа II, см. рис. 5) расположены в поле II диаграммы (см. рис. 7¹). Эти лавы по особенностям состава близки к толеитам островных дуг, так как содержат значительно меньше титана, хрома и никеля, чем базальты океанов, и испытывают также смещение в сторону более низких содержаний иттрия и низких Zr/Y отношений (17–48 г/т Y, $\text{Zr/Y} = 1,19\text{--}1,95$) по сравнению с исследованными базальтами океанического типа (92–90 г/т Y, $\text{Zr/Y} = 2,24\text{--}5,15$). Распределение редкоземельных элементов в этих лавах отвечает толеитовому типу и характеризуется слабым накоплением РЗЭ (особенно легких) с возрастанием магнезиальности пород. Высокомагнезиальный двупироксеновый диабаз (см. табл. 1, обр. 110-80) значительно обеднен РЗЭ, титаном, фосфором и проявляет, таким образом, геохимические особенности бонинитовой серии пород. Некоторые точки составов базальтов с включениями зеленых сланцев занимают неопределенную позицию относительно полей I и II диаграммы Ti–Cr (см. рис. 7). Однако на диаграмме рис. 10 разделение этих базальтов достаточно очевидно. Базальты с включениями зеленых сланцев содержат повышенные количества титана (1,54–2,20% TiO_2), хрома (107–1083 г/т), иттрия (32–90 г/т) и, несомненно, попадают в область трендов базальтов океанического типа Севано-Акеринской зоны. К этому же тренду явно тяготеют образцы высокотитанистых базальтов обр. 220-78 и 632-78, несмотря на пониженное содержание хрома.

¹ При нанесении фигуративных точек дифференцированной толеитовой серии на диаграмму Ti–Cr использовались также данные, не представленные в табл. 1.

ТЕМПЕРАТУРЫ ГОМОГЕНИЗАЦИИ И СОСТАВ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ВО ВКРАПЛЕННИКАХ КЛИНОПИРОКСЕНОВ

Первичные расплавные включения во вкрапленниках вулканических пород могут дать прямую информацию о составе и P - T условиях магматических расплавов в момент кристаллизации минерала-хозяина. Специальное исследование первичных расплавных включений типичного размера 10–50 мкм проведено для вкрапленников клинопироксена рассматриваемых офиолитовых вулканических пород. С этой целью были дополнительно собраны клинопироксен-порфиновые разновидности офиолитовых вулкаников Малого Кавказа.

Как показано в целом ряде исследований [11, 15, 41 и др.], в случае кристаллизации при низких давлениях (первые килобары) температура и состав экспериментально гомогенизированных герметичных расплавных включений близки к температуре и составу захваченного кристаллом расплава. Важным условием для корректной оценки этих характеристик является достижение равновесия между расплавным включением и минералом-хозяином в момент гомогенизации. Температуры гомогенизации определялись с помощью техники высокотемпературной микроскопии [45]. Оценка ошибки экспериментального определения температуры в интервале 900–1400 °C составляет $\pm 5\%$. Режим нагрева определялся для каждого образца путем проверочных опытов и, как правило, соответствовал 2–10 °C/мин для температурного интервала 1100–1220 °C. Равновесие достигалось после 10–60 мин изотермической выдержки при температуре гомогенизации. Контроль достижения равновесия осуществлялся путем непрерывного профилирования на микрозонде вдоль пограничной зоны гомогенизированного и закаленного включения и вмещающего кристалла. Отсутствие градиентов состава в этой зоне считалось признаком достижения равновесия. Анализы на микрозонде были выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (оператор М.И. Усова) и в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР (оператор Е.Я. Щербовский). Места взятия образцов и полученные результаты представлены в табл. 2, 3 и на диаграммах (рис. 11–13).

Как видно на рис. 11, составы расплавных включений расположены в пределах трех полей. Ограниченное поле абиссальных океанических толеитов (I) занимают составы, полученные по обр. М-116, СА-527, СА-529 (Севано-Акеринская зона) и В-559 (Вединская зона). Все образцы этого поля из Севано-Акеринской зоны относятся к разрезам, представленным нормальными толеитами типа развитых в срединно-океанических хребтах. При этом они соответствуют обеим выделенным геохимическим разновидностям: как объединенным (обр. М-116 $(La/Yb)_N = 0,26–0,30$), так и слабо обогащенным легким РЗЭ (обр. СА-527, СА-529, $(La/Yb)_N = 1,23–1,86$). Обр. В-559 взят из небольшого субвулканического тела диабазов (мощностью около 100 м), которые также проявляют геохимические особенности типичных толеитов срединно-океанических хребтов и характеризуются почти хондритовым профилем распределения РЗЭ [$(La/Sm)_N = 0,90$, $(La/Tb)_N = 1,00$, $(La/Yb)_N = 1,01$]. В поле базальтов

¹ Полученные результаты частично опубликованы в работе А.В. Соболева с соавторами [16].

Таблица 2. Состав (в мас. %) гомогенизированных расплавных включений и вмещающих их клинопироксенов вулканитов Севано-Акеринской зоны

Компоненты	Толейты типа срединно-океанических хребтов				
	юрско-неокомские вулканиты				
	бассейн р. Шальва, с. Ардашеви				ущелье р. Пчаниз
	СА-527-80		СА-529-80		М-16
	2*	1	2	2	1
Включения					
SiO ₂	50,30	51,11	50,66	50,07	50,34
TiO ₂	1,32	1,36	0,84	0,88	1,03
Al ₂ O ₃	14,63	13,50	15,07	14,80	14,95
FeO	10,82	10,33	8,21	9,00	9,31
MgO	7,91	7,23	8,96	8,62	8,40
CaO	11,19	11,34	12,67	12,88	12,25
Na ₂ O	2,52	2,42	1,87	1,89	1,97
K ₂ O	0,12	0,14	0,06	0,05	0,08
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,10	0,09	0,09
Сумма	98,93	97,56	98,44	98,28	98,42
T _{гом} , °C	1180	1200	1200	1210	1210
Клинопироксены					
SiO ₂	52,14	52,62	51,94	52,16	52,01
TiO ₂	0,39	0,29	0,30	0,28	0,32
Al ₂ O ₃	2,69	1,97	3,01	3,05	3,50
FeO	6,02	5,99	5,83	4,12	5,06
MgO	17,97	18,57	18,44	17,75	18,38
CaO	19,10	18,85	17,63	20,23	18,70
Na ₂ O	0,34	0,32	0,29	0,22	0,26
Cr ₂ O ₃	0,60	0,50	0,70	1,02	1,06
Сумма	99,25	99,11	98,14	98,83	99,29
f	0,158	0,153	0,151	0,115	0,134

* Число исследованных включений.

стабильных кратонных областей (II) попадают составы включений, соответствующие высокотитанистым субщелочным толейтам (СА-161, Севано-Акеринская зона; В-547, В-551, Вединская зона) и щелочным базальтам (СА-1487, Севано-Акеринская зона). Все эти базальты обогащены титаном (1,94–3,32% TiO₂), цирконием (144–225 г/т), стронцием (325–725 г/т), барием (100–900 г/т) и легкими РЗЭ [(La/Yb)_N = 7,53–9,38, см. табл. 1, рис. 9, 10]. Составы, установленные для обр. СА-110 из дифференцированной толейтовой серии Севано-Акеринской зоны и обр. В-537 из серии щелочных базальтов Вединской зоны, расположены в поле III, отвечающем составу островодужных вулканитов. Трахиандезит обр. В-537 тем

Высокотитанистые толейты и щелочные базальты		Толейты типа островных дуг			
		верхнемеловые вулканиты			
ущелье р. Тертер	ущелье р. Саринар, оз. Севан	с. Джанахмет, северо-восточное побережье оз. Севан			
СА-1487	СА-161-80	СА-110-80			
1	3	1	1	1	1
45,65	50,09	52,47	52,56	53,16	53,00
3,32	1,94	0,28	0,72	0,56	0,36
14,75	14,21	13,20	12,77	13,23	13,48
9,51	10,32	7,97	9,16	8,98	8,98
6,87	7,00	8,94	7,53	7,36	9,28
12,56	11,27	12,87	12,86	12,79	13,83
2,60	2,51	0,64	0,55	0,56	0,47
1,50	0,77	0,07	0,07	0,10	0,05
0,49	0,21	0,05	0,04	0,02	0,03
97,15	98,32	96,49	96,26	96,76	99,48
1190	1170	1170	1125	1125	1156
48,30	54,43	53,52	53,53	53,23	53,70
1,61	0,81	0,06	0,10	0,10	0,08
5,60	2,11	1,45	1,72	1,54	1,97
5,70	5,09	4,08	5,43	5,11	4,15
14,50	15,54	19,32	17,89	18,44	18,41
22,65	21,45	20,39	21,09	21,31	21,96
0,34	0,34	0,08	0,10	0,06	0,04
0,45	0,83	0,45	0,43	0,36	0,58
99,15	100,60	99,35	100,29	100,28	100,89
0,176	0,155	0,145	0,106	0,135	0,112

не менее, несомненно является членом дифференцированной серии щелочной базальт–трахит и представляет кислый дифференциат этой серии, обогащенный титаном (1,68–1,72% TiO₂), цирконием (155 г/т) и легкими РЗЭ [(La/Yb)_N = 8,93].

Дальнейшее подразделение полученных составов расплавных включений проведено на диаграмме *OI - Px - Pl* (рис. 12). Поля составов I и II отвечают двум типам базальтовых стекол толейтов срединно-океанических хребтов, выделенных впервые вдоль осевой зоны Срединно-Атлантического хребта [9, 4], соответственно для центрального (между 35° с.ш. и 35° ю.ш.) и периферических (севернее 35° с.ш. и южнее 35° ю.ш.) его сегментов.

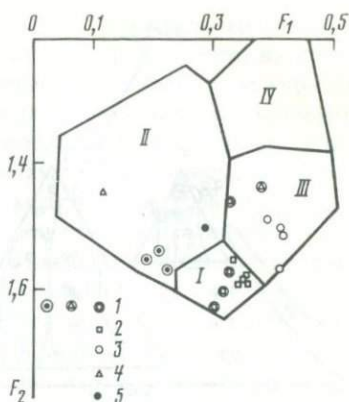
Таблица 3. Состав (в мас. %) гомогенизированных расплавных включений и вмещающих их клинопироксенов вулканитов Вединской зоны (хосровская свита)

Компоненты	Толейты типа срединно-океанических хребтов			Высокотитанистые толейты, щелочные базальты, трахиандезиты				
	B-559			B-547	B-547	B-551		B-537
	2*	1	1	1	1	1	2	2
Включения								
SiO ₂	51,93	51,90	52,54	48,78	49,24	50,06	57,44	55,25
TiO ₂	1,60	1,50	1,39	3,03	2,60	2,29	1,68	1,72
Al ₂ O ₃	13,86	13,10	13,14	14,03	13,37	13,48	12,92	13,91
FeO	10,18	10,33	9,53	11,41	11,09	10,38	7,98	6,94
MgO	6,33	7,53	7,24	7,23	7,44	7,68	5,40	6,56
CaO	10,70	12,12	11,62	12,41	12,11	13,03	8,84	10,22
Na ₂ O	3,25	3,01	3,03	2,40	2,44	2,48	3,14	3,15
K ₂ O	0,13	0,09	0,11	0,80	0,85	0,69	1,11	1,57
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,18	0,47	0,39	0,37	0,23	0,23
Сумма	99,15	99,73	96,78	100,72	99,71	100,66	99,04	99,55
T _{гом.} , °C	1165	1200	1195	1185	1200	1223	1180	1220
Клинопироксены								
SiO ₂	50,70	52,80	51,96	49,99	49,70	50,15	53,35	49,95
TiO ₂	0,62	0,54	0,59	1,34	1,23	1,10	0,75	0,99
Al ₂ O ₃	2,33	2,53	2,51	5,58	5,03	4,54	2,11	4,11
FeO	6,33	6,00	6,42	7,32	6,57	6,22	7,94	5,84
MgO	16,66	16,63	16,75	14,51	15,01	14,90	15,51	15,72
CaO	20,23	21,47	20,90	21,28	21,48	22,12	20,49	20,74
Na ₂ O ₃	0,24	0,32	0,26	0,43	0,38	0,38	0,34	0,35
Cr ₂ O ₃	0,59	0,43	0,42	0,38	0,61	0,69	0,38	0,70
Сумма	97,70	100,72	99,96	100,97	100,17	100,10	100,87	98,40
f	0,176	0,168	0,177	0,221	0,197	0,190	0,223	0,172

* Число исследованных включений.

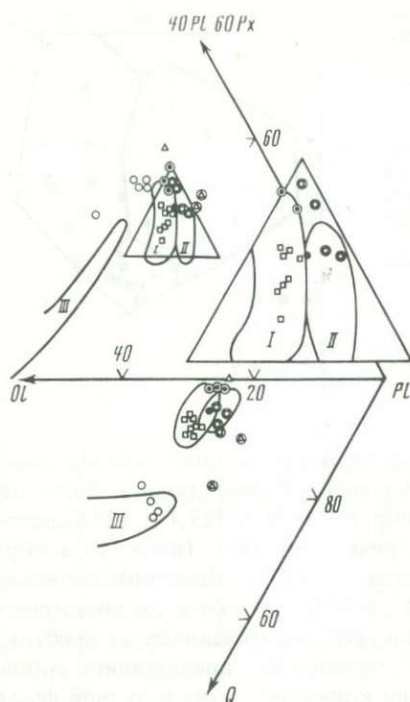
Р и с. 11. Диаграмма в координатах дискриминантных функций F_1 – F_2 [38] для экспериментально гомогенизированных расплавных включений во вкрапленниках клинопироксенов (см. табл. 2, 3)

1 – образцы из зоны Веди; 2 – толеиты типа срединно-океанических хребтов; 3 – толеиты типа островных дуг; 4 – щелочные базальты и трахиандезиты; 5 – высокотитанистые толеиты; поля: I – океанических базальтов, II – высокотитанистых базальтов кратонных областей, III – базальтов островодужных серий, IV – шошонитовой серии



Таким образом, подобно впадинам современных океанов, офиолитовые вулканы Малого Кавказа характеризуются обоими типами составов океанических толеитов. Интересно, что обр. М-116, СА-527, СА-529 Севано-Акеринской зоны соответствуют периферическому типу (поле I), а обр. В-559 Вединской зоны – центральному типу (поле II). Высокотитанистые субщелочные толеиты (обр. СА-161, В-547, В-551), расположены достаточно близко к полю составов стекол толеитов срединно-океанических хребтов. Состав, полученный для обр. СА-1487, возможно, представляет собой остаточный расплав после кристаллизации клинопироксена и рудной фазы на стенках включения. Этот состав соответствует щелочному базальту с 5% нормативного нефелина. Обр. СА-110 характеризуется составом включений, близким к породам серии марианит–бонинит (см. рис. 12, поле III, [5]): повышенными содержаниями магния и кремния (выраженным в высоком содержании нормативного кварца – 9,04%) и низкими концентрациями титана, фосфора, РЗЭ (см. табл. 1, 2).

Расплавные включения обр. СА-110 имеют наиболее низкую температуру гомогенизации (см. табл. 2; рис. 13). Принимая во внимание, что количество нормативных темноцветных минералов для этого образца примерно такое же, как и для всех других исследованных нами образцов, установленное различие в температуре кристаллизации (50–70°С) может быть правдоподобно интерпретировано только как результат повышенного давления водного флюида (0,5–1 кбар). Это предположение подтверждается низкими температурами начала плавления для обр. СА-110 (850°С) по сравнению с другими образцами океанического типа (1000°С). Для клинопироксенов этих образцов температуры гомогенизации расплавных включений попадают в интервал 1165–1210°С, что, согласно экспериментальным данным [7], соответствует давлениям менее 1–2 кбар. Для титанавитов щелочной серии наименьшая температура гомогенизации установлена для обр. СА-1487 (1210°С). Для других образцов, в частности для обр. М-214 с наиболее высоким содержанием алюминия в клинопироксене (~7% Al_2O_3), гомогенизация не достигалась из-за взрыва всех включений при температуре около 1200°С. Это указывает на исключительно высокое давление не содержащего воды флюида, развиваемое во включении. Приближенная оценка величины этого давления (около 5 кбар)

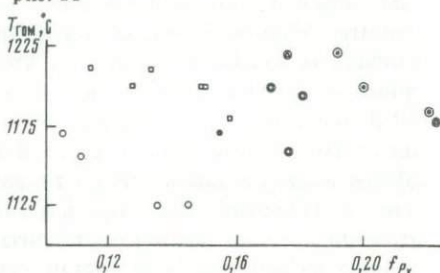


Р и с. 12. Проекция тетраэдра оливин-плагноклаз-клинопироксен-кварц с составами гомогенизированных расплавленных включений во вкрапленниках клинопироксена

I, II – толеиты срединно-океанических хребтов периферического (*I*) и центрального (*II*) типов; *3, III* – породы серии марианин-бонинит *5*; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 11

Р и с. 13. Ковариация температур гомогенизации расплавленных включений и величины железистости $f = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ вмещающих вкрапленников клинопироксена; FeO – соответствуют пересчитанным значениям суммарного железа

Условные обозначения те же, что и на рис. 11



может быть проведена по данным В.Б. Наумова [12]. Относительно повышенная температура кристаллизации характерна для субщелочных толеитов (обр. В-547, В-551, см. рис. 13), тесно ассоциирующих со щелочными базальтами.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты по геологическим соотношениям и составу вулканических пород позволяют рассмотреть некоторые вопросы геодинамической эволюции комплекса офиолитов Малого Кавказа. Для офиолитов четко намечаются два этапа вулканизма: верхнеюрско-неокомский и верхнемеловой.

Разрезы толеитовых подушечных лав Севано-Акеринской зоны, отвечающих по составу нормальному типу океанических толеитов, с полной очевидностью указывают, что в верхней юре-неокоме в пределах Малого Кавказа формировался морской бассейн океанического типа. Переслаивание этих лав с пелагическими осадками, толеитами переходного состава, высокотитанистыми толеитами и щелочными базальтами и тесная ассоциация всех этих вулканогенно-осадочных образований с другими членами офиолитового комплекса позволяют утверждать, что вулканизм в значительной мере проявился в океанических условиях. Однако проблема положения верхнеюрско-неокомских базальтов, обогащенных в той или иной степени несовместимыми элементами по сравнению с океаничес-

кими толеитами, все же недостаточно ясно, так как до последнего времени не было прямых наблюдений относительно природы фундамента, на котором они лежат. Некоторые косвенные данные могут быть получены на основании изучения включений зеленых сланцев в контактах даек толеитов переходного типа, а также горизонтов среднезернистых песчаников, переслаивающихся с нижнемеловыми радиоляритами и щелочными лавами. Включения в контактах даек представлены мелкозернистыми трахиандезитовыми и трахитовыми туфами, сложенными обломками плагиоклаза, щелочного полевого шпата, кварца, рудного минерала и метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации (актинолит + хлорит + мусковит + альбит + кварц + карбонат). Метаморфическая перекристаллизация (бластез), полосчатость и плейчатость устанавливаются очень четко. Ассоциирующие включения известняков также значительно метаморфизованы. Горизонты песчаников (мощностью около 10 м) и линзы конгломератов, переслаивающиеся с радиоляритами и высокотитанистыми толеитовыми и щелочными базальтами (хребет Зульфугарлы вблизи с. Абдулаушаны и устье р. Пчаниз вблизи с. Чорман), содержат угловатые и слабо обработанные обломки мелководных известняков, эффузивов базальтового и андезитового состава, кварцитов и обильного кварца (около 30%).

Отмеченные наблюдения не поддаются однозначной интерпретации. Можно предположить, что доофиолитовый фундамент испытал интенсивные деформации и в нижнем мелу в бассейн поступал терригенный материал, связанный, возможно, с размывом не только океанического вещества.

Верхнеюрско-неокомская офиолитовая вулканическая ассоциация Севано-Акеринской зоны проявляет очевидную аналогию с вулканической ассоциацией зоны Веди. Здесь подобным же образом толеиты типа развитых на срединно-океанических хребтах ассоциируют с высокотитанистыми толеитами и щелочными базальтами. Такие толеиты в Вединской зоне, однако, представлены только в виде силлов, даек и небольших интрузий, внедренных в толщу высокотитанистых вулканитов. Осадочные образования, переслаивающиеся с этими лавами, содержат повышенные количества крупнозернистого материала (брекчии, туфы, песчаники) с обильными обломками мелководных известняков, мусковита, кварца. Такая картина может быть интерпретирована как проявление вулканизма в условиях прогибания, растяжения и образования разломов, предшествующих началу собственно процесса спрединга. Интересно, что в противоречии с указанными геологическими особенностями разреза вулканитов офиолитовой зоны Веди находятся данные о составе интрузивных толеитов, полученные с помощью изучения расплавных включений в клинопироксенах. Эти данные указывают на аналогию интрузивных толеитов Веди с океаническими толеитами, внедряющимися только на зрелых стадиях эволюции современных срединно-океанических хребтов [3, 4]. Сходство верхнеюрско-неокомской вулканической ассоциации Севано-Акеринской зоны с вулканической ассоциацией зоны Веди, возможно, свидетельствует о доальбском возрасте последней [9, 17], однако прямые фаунистические доказательства этого положения отсутствуют.

Как это демонстрируется эволюцией Севано-Акеринской офиолитовой

зоны, начиная с альба-сеномана океанический бассейн Малого Кавказа испытал общее сжатие и интенсивную деформацию. Размеры бассейна сильно уменьшились, и на деформированном океаническом фундаменте сформировались вулканические ассоциации двух типов. Высокотитанистый толеитовый и щелочной базальтовый вулканизм продолжался от неокома в верхний мел, и одновременно возник короткоживущий (7–9 млн. лет) подводный хребет типа незрелой островной дуги. Олистоостромы и турбидиты, ассоциирующиеся с этими вулканитами, содержат офиолитокластику и повышенные количества детритуса континентального происхождения. Тесная ассоциация толеитов островодужного типа, пород, близких по своим характеристикам к бонинитам, и щелочных базальтов, в особенности последних двух типов, достаточно необычна и, по аналогии с разрезами гор Отрис в Греции [25] и северного острова Новой Зеландии [47], может рассматриваться как признак вовлечения в процесс формирования океанического бассейна прилегающих зон сиалического фундамента. На Малом Кавказе рассматриваемая вулканическая ассоциация проявилась, однако, в условиях очевидного общего сжатия и обдукции офиолитов, которые соответствуют начальной стадии коллизии Иранской плиты с Закавказским сиалическим массивом [22, 33]. Интересно, что этот процесс общего сжатия включает или перемежается с короткими интервалами растяжения (возможно, горизонтальных смещений), которые приводят к формированию разломов, протягивающихся на достаточно большую глубину, отвечающую условиям возникновения высокотитанистых толеитовых и щелочных базальтовых магм.

Важно подчеркнуть, что по ряду существенных признаков сводный разрез вулканических серий малокавказских офиолитов проявляет сходство с вулканогенно-осадочными толщами, представленными в виде тектонических покровов и чешуй в основании собственно офиолитовых аллохтонов, главным образом вдоль южной полосы офиолитов Восточного Средиземноморья (Тавр, Кипр, Сирия, Загрос, Оман [31, 36, 39, 40, 44]). Так же как и вулканиты офиолитовых зон Малого Кавказа, эти толщи характеризуются широким развитием высокотитанистых базальтовых вулканитов, тесной их ассоциацией с дифференцированными толеитовыми сериями, радиоляритами, пелагическими известняками, а также крупными глыбами мелководных известняков. Формирование высокотитанистых вулканогенно-осадочных толщ охватывает гораздо более широкий возрастной интервал по сравнению с вулканитами офиолитов Восточного Средиземноморья и связывается с процессами фрагментации утоненного сиалического основания при заложении мезозойского Тетиса или с процессами растяжения в пределах его окраин. В офиолитовом комплексе Малого Кавказа, однако, указанные признаки вулканогенно-осадочных толщ и признаки собственно офиолитовых вулканитов [23, 27, 39] совмещены в едином разрезе, о чем свидетельствует тесная ассоциация и переслаивание толеитов океанического типа и высокотитанистых вулканитов, а также трансгрессивное наложение высокотитанистых и дифференцированных толеитовых вулканитов в аллохтоне на деформированный офиолитовый (океанический) фундамент. Таким образом, офиолиты Малого Кавказа, несомненно, демонстрируют сложную историю вулканической эволюции бассейна океанического типа, испытавшего спрединг, а

также процесс начальных стадий формирования примитивных островодужных сооружений. Аналогия высокотитанистых вулканических серий офиолитовых зон Малого Кавказа с вулканогенно-осадочными толщами, ассоциирующими с офиолитами Восточного Средиземноморья, а также отмеченные в исследованных разрезах признаки близости сиалического фундамента, позволяют высказать предположение, что малокавказские высокотитанистые базальтовые вулканы, тесно ассоциирующие с дифференцированными островодужными сериями, по-видимому, отражают особенности развития краевых зон рассматриваемого бассейна и с гораздо меньшей вероятностью могут быть интерпретированы как фрагменты подводных гор и океанических островов открытого океана Тетис.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А.Т., Сатиан М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, № 4/5, с. 12–26.
2. Вишневецкая В.С. Радиолариты как аналоги современных радиоларитовых илов. М.: Наука, 1984. 120 с.
3. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцневская Н.М. Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава. — Геохимия, 1979, № 2, с. 163–178.
4. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцневская Н.М. Толеиты Атлантики: петрология и геохимия. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXVI сес. МГК: Геохимия и минералогия. М.: Наука, 1980, с. 32–43.
5. Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г. и др. Вулканогенные породы серии марианит–бонинит. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 149–179.
6. Закариадзе Г.С., Книппер А.Л. Аналоги разрезов океанской коры и примитивных островных дуг в офиолитовых комплексах Средиземноморского пояса. — В кн.: Совещ. "Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис": Тезисы докл. М.: Наука, 1980, с. 88–89.
7. Кадик А.А., Биггар Г.М., Луканин О.А., Дмитриев Л.В. Экспериментальные исследования кристаллизации толеитов Атлантики в условиях заданной летучести кислорода. — Геохимия, 1979, № 10, с. 1390–1416.
8. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука. 207 с.
9. Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон? — Геотектоника, 1976, с. № 4, с. 261–269.
10. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
11. Магмагенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука. 1975. 232 с.
12. Наумов В.Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах. — Геохимия, 1979, № 7, с. 997–1007.
13. Паланджян С.А., Сатиан М.А., Степанян Ж.О. К петрохимический характеристике вулканических офиолитовых серий Малого Кавказа. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, № 1, с. 15–34.
14. Сатиан М.А. Верхнемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979. 167 с.
15. Соболев А.В. О применимости результатов изучения состава и термометрии расплавных включений в петрологических построениях. — В кн.: Тез. докл. V симпози. по геохимии магматических пород. М., 1973, с. 38–39.
16. Соболев А.В., Цимерян О.П., Закариадзе Г.С., Щербовский А.Я. Составы и условия кристаллизации расплавов вулканогенного комплекса офиолитов Малого Кавказа по данным изучения расплавных включений. — ДАН СССР, 1983, 272, № 2, с. 464–468.

17. *Соколов С.Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 92 с.
18. *Шихалибейли Э.Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1966. 263 с.
19. *Шихалибейли Э.Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1967. 237 с.
20. *Шихалибейли Э.Ш., Аллахвердиев Г.И., Казинцова Л.И.* Об одном ключевом разрезе офиолитового комплекса Малого Кавказа. — Изв. АН АЗССР. Сер. наук о Земле, 1980, № 3, с. 37–46.
21. *Adamia Sh., Bergougnan H., Fourouin C.* et al. The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses. — In: Colloque C5 "Chaines alpines issues de la Tethys". P., 1980, p. 122–136.
22. *Adamia Sh.A., Chkhotua T., Kekelia M.* et al. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: Implications for the evolution of the Tethys ocean. — J. Struct. Geol., 1981, 3, N 4, p. 437–447.
23. *Alabaster T., Pearce J.A., Malpas J.* The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. — Contrib. Miner. and Petrol., 1982, 81, p. 168–183.
24. *Aslanian A.T., Satian M.A.* Middle Cretaceous ophiolite zones of Transcaucasus and tectonic reconstructions (Abstr.). — Ofioliti, 1982, 7, N 2/3, p. 131.
25. *Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J.* Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts. — In: Ophiolites: Proc. Intern. ophiolite symp., Cyprus, 1979, Nicosia, 1980, p. 182–192.
26. *Cann J.R.* Rb, Sr, Zr and Nb in some ocean-floor basaltic rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, 10, p. 7–11.
27. *Desmons J., Beccalova L.* Mid-ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: Paleogeographic implications. — Chem. Geol., 1983, 39, p. 39–63.
28. *Frey F.A., Bryan W.B., Thompson G.* Atlantic Ocean floor: Geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the deep-sea drilling project. — J. Geophys. Res., 1974, 79, p. 5507–5527.
29. *Humphris S.E., Thompson G.* Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, 42, p. 107–120.
30. *Humphris S.E., Thompson G.* Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, 42, p. 127–136.
31. *Juteau Th.* Ophiolites of Turkey. — Ofioliti, 1980, 2, p. 199–238.
32. *Kay R., Hubbard N., Gast P.W.* Chemical characteristics of oceanic ridge volcanic rocks. — J. Geophys. Res., 1970, 75, p. 1585–1613.
33. *Knipper A.L.* The tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus. — In: Ophiolites: Proc. Intern. ophiolite symp., Cyprus, 1979. Nicosia, 1980, p. 372–376.
34. *Knipper A.L., Khain E.V.* Structural position of ophiolites of the Caucasus. — Ofioliti, 1980, 2, p. 297–314.
35. *Pallister J.S., Knight R.Y.* Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. — J. Geophys. Res., 1981, 86, N B4, p. 2673–2697.
36. *Parrot J.F.* The Baer-Bassit (northwestern Syria) ophiolitic area. — Ofioliti, 1980, 2, p. 279–296.
37. *Pearce J.A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments in Cyprus. — Tectonophysics, 1975, 25, p. 41–67.
38. *Pearce J.A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts. — J. Petrol., 1976, 17, N 1, p. 15–43.
39. *Pearce J.A.* Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. — In: Ophiolites: Proc. Intern. ophiolite symp., Cyprus, 1979. Nicosia, 1980, p. 261–272.
40. *Rocci G., Baroz F., Bebien J.* et al. The mediterranean ophiolites and their related volcano-sedimentary sequences. — In: Ophiolites: Proc. Intern. ophiolite symp., Cyprus, 1979. Nicosia, 1980, p. 273–286.
41. *Roedder E.* Origin and significance of magmatic inclusions. — Bull. Miner., 1979, 103, p. 487–510.
42. *Saunders A.D., Tarney J., Marsh N.G., Wood D.A.* Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. — In: Ophiolites: Proc. Intern. ophiolite symp., Cyprus, 1979. Nicosia, 1980, p. 193–204.
43. *Segilling J.G.* Rare-earth variations across "normal sections" of the Reykjanes Ridge.

60°–53°N, Mid-Atlantic Ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2°–19°S, and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer. – *J. Geophys. Res.*, 1975, **80**, p. 1459.

44. Searle M.P., Lippard S.J., Smewing J.D., Rex D.C. Volcanic rocks beneath the Semail ophiolite nappe in the northern Oman mountains and their significance in the Mesozoic evolution of Tethys. – *J. Geol. Soc.*, 1980, **137**, p. 589–604.

45. Sobolev A.Y., Dmitriev L.V., Barsukov Y.L. et al. The formation conditions of high-magnesium olivines from the monomineralic fraction of Luna 24 regolith. – *Proc. 11th Conf. Lunar and Planet. Sci.*, 1980, p. 112.

46. Sun S.S., Neshitt R.W., Sharaskin A.Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, **44**, p. 119–138.

47. Wood C.P. Boninite at a continental margin. – *Nature*, 1980, **288**, N 5792, p. 692–694.

48. Wood D.A., Matthey D.P., Joron J.L. et al. A geochemical study of 17 selected samples from basement cores recovered at sites 447, 448, 449, 450 and 451 deep sea drilling project, leg 59. – In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1980, vol. 59, p. 743–752.

49. Wood S.A., Joron J.L., Marsch N.G. et al. Major- and trace-element variations in basalts from the north Philippine Sea drilled during deep sea drilling project, leg 58: A comparative study of back-arc-basin basalts with lava series from Japan and mid-ocean ridges. – In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1980, vol. 58, p. 873–894.

УДК 552.11:551.243

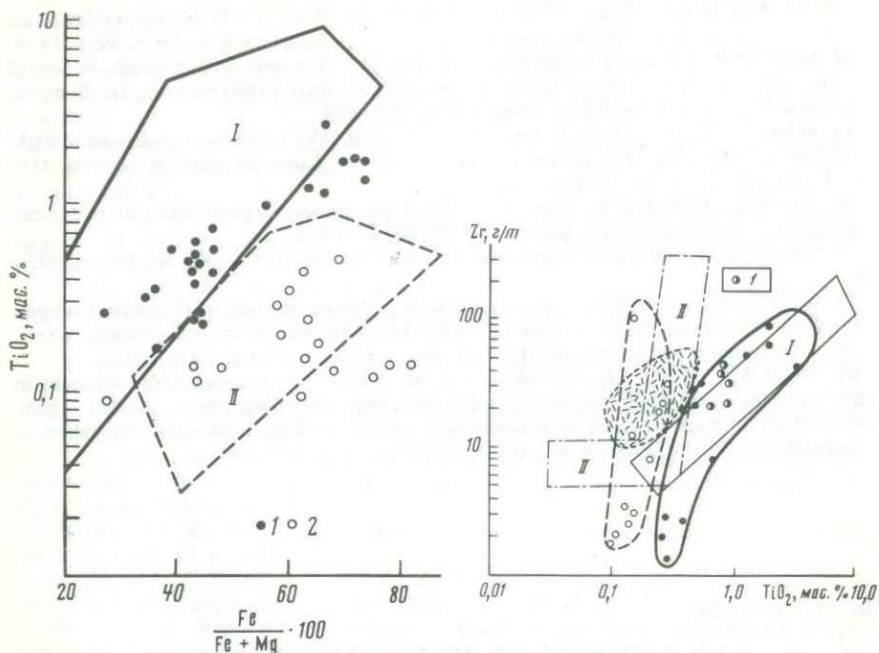
А.Я. ШАРАСЬКИН, С.К. ЗЛОБИН, С.Я. КУЗНЕЦОВА

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВ ЖЕЛОБА ТОНГА

На основе детальных драгировок, проведенных в 16-м рейсе НИС "Каллисто" в районе северного субширотного отрезка желоба Тонга, было установлено, что на внутреннем его склоне вдоль двух субмеридиональных профилей обнажаются вулканогенно-плутонические комплексы пород, сопоставимые с породами офиолитовых ассоциаций [3, 12].

Характерной особенностью одного из изученных профилей, условно названного центральным [12], является тектоническая сдвоенность разреза, при которой плутонические породы – кумулятивные верлиты, габбро и плагиограниты – обнажаются выше и ниже зоны мощностью около 400 м, сложенной брекчированными, рассланцованными и милонитизированными серпентинитами, метагаббро, диабазами и тальк-серпентиновыми сланцами. Венчается этот разрез пиллоу-лавами бонинитового состава, содержащими фенокристы оливина, бронзита и зонального клинопироксена, заключенные в стекловатой основной массе со скелетными микролитами пироксенов и микрофенокристами хромшпинели [2, 12].

На втором разрезе, отстоящем от центрального на 75 км к востоку, обнажаются кумулятивные верлиты, габбро-нориты и габбро, среди которых довольно много разновидностей, обогащенных титаномагнетитом. Эффузивная часть этого разреза сложена клинопироксен-плагиоклаз-порфиловыми и афировыми базальтами, обогащенными клинопироксеном, идиоморфным по отношению к плагиоклазу как в ассоциации фенокристов, так и в основной массе.



Р и с. 1. Зависимость содержания TiO_2 от железистости плутонических пород офиолитовых ассоциаций

1, 2 — породы восточного и центрального профилей соответственно; I — поле габброидов срединно-океанических хребтов; II — поле плутонических пород островных дуг Филиппинского моря [8, 11]

Р и с. 2. Диаграмма $Zr-TiO_2$ для плутонических пород офиолитовых ассоциаций

Условные обозначения те же, что и на рис. 1; I — высокотитанистые габбро Филиппинского моря [11]; выделено поле бонинитов Западно-Тихоокеанской активной окраины [6]

Таким образом, уже данные по геологии и петрографическому составу пород свидетельствуют о гетерогенности офиолитовых ассоциаций, слагающих островной склон желоба Тонга, а геохимические данные, рассматриваемые в настоящей работе, не оставляют в этом никаких сомнений.

Из коллекции драгированных образцов после детальных петрографических и петрохимических исследований для геохимического анализа были отобраны наиболее представительные образцы, характеризующие основные разновидности пород обоих разрезов. Полученные геохимические данные, приведенные, в табл. 1, 2, позволяют в первую очередь отметить четкое различие сравниваемых пород по содержаниям таких характерных геохимических индикаторов, как Ti и Zr [9].

Как видно из диаграммы на рис. 1, в породах восточного разреза с увеличением степени их дифференцированности [рост отношения $FeO^*/(FeO^* + MgO)$] происходит явное накопление TiO_2 , при этом соответствующие фигуративные точки располагаются в нижней части поля габброидов срединно-океанических хребтов. Содержание титана в породах центрального профиля в целом заметно ниже, и тенденция к накоплению

Таблица 1. Содержание* элементов и некоторые петрохимические характеристики эффузивных и плутонических пород жлоба Тонга

№ обр.	TiO ₂	Zr	Cu	Ni	S	f	Mg'
1	2	3	4	5	6	7	8
Эффузивные породы центрального профиля							
26/1	0,25	—	80	298	52	0,38	0,767
26/2	0,22	—	52	1204	33	0,25	0,852
26/3	0,26	—	67	337	54	0,39	0,758
51/10	0,38	—	101	57	28	0,60	0,564
Эффузивные породы восточного профиля							
70/2	1,18	—	18	113,5	670	0,62	0,550
70/4	1,19	—	—	1140	1140	0,61	0,558
70/13	1,19	28,2	40,5	42	750	0,59	0,576
70/15	1,34	—	—	—	1600	0,64	0,530
72/2	1,18	28,2	56,8	40,4	1075	0,61	0,563
Плутонические породы центрального профиля							
46/5	0,09	1,6	14,8	776	21	0,22	0,827
47/34	0,90	35,5	15,5	18,7	30	0,62	0,585
48/28	0,31	—	8	76,5	23	0,57	0,600
48/30	0,14	1,0	65,1	199	12	0,42	0,729
48/41	0,12	—	16	165	24	0,52	0,649
48/57	0,21	—	8	130	14	0,58	0,586
50/15	0,25	21,3	32,9	35,8	33	0,61	0,552
48/38	0,14	—	15	35	14	0,69	0,465
48/58	0,13	—	16	32,5	16	0,75	0,389
50/14	0,15	105,2	14,7	16,6	12	0,77	0,364
50/17	0,15	—	17	28	44	0,80	0,330
Плутонические породы восточного профиля							
67/8	0,37	20,4	57,6	181,4	39	0,36	0,774
73/1	0,47	29,8	22,9	64	52	0,45	0,709
73/1A	0,28	1,3	34,4	240,4	31	0,41	0,734
73/4	0,57	—	70	136,5	360	0,42	0,728
73/8	1,90	92,8	100,5	18,6	395	0,73	0,422
73/9	0,67	0,1	88,2	75	358	0,43	0,726
73/10	0,27	39,6	6,8	10,9	77	0,44	0,714
73/19	3,30	33,6	24,8	42,5	72	0,65	0,509
73/24	0,40	—	100	191	1393	0,42	0,728
73/25	1,80	—	53	30	256	0,69	0,471
73/27	1,24	54,3	—	16,4	125	0,62	0,548
73/29	0,38	2,6	81,2	177,3	811	0,60	0,744
73/33	0,80	—	16,6	75	22	0,46	0,700
73/49	0,48	—	—	34,5	126	0,63	0,535

*Содержание TiO₂ — в мас. %, остальных — в г/т.

П р и м е ч а н и е. Содержания TiO₂, Zr, Cu, Ni определяли методом рентгеновской флуоресценции (аналитик Н.А. Коровкина), отдельные определения Cu и Ni выполнены методом атомной абсорбции (аналитик Э.М. Седых) и квантометрическим методом (аналитики С.М. Черногорова, Н.А. Коровкина); S определяли химическим методом (аналитик С.Я. Кузнецова).

Таблица 2. Содержание (в г/т) редкоземельных элементов в эффузивных и плутонических породах желоба Тонга (аналитик Г.М. Колесов)

Компоненты	Плутонические породы						
	48/38	48/10	48/28	48/41	48/57	48/58	50/1
La	1,0	0,56	1,2	1,6	2,2	3,9	0,18
Ce	2,3	1,2	2,7	3,3	4,1	7,0	0,47
Pr	0,32	0,16	0,35	0,40	0,46	0,79	0,07
Nd	1,5	0,7	1,5	1,6	1,9	2,9	0,35
Sm	0,43	0,19	0,46	0,38	0,48	0,76	0,12
Eu	0,24	0,08	0,25	0,32	0,25	0,32	0,02
Gd	0,61	0,28	0,78	0,84	0,70	0,98	0,12
Tb	0,11	0,06	0,12	0,10	0,09	0,11	0,03
Dy	0,72	0,39	0,84	0,72	0,64	0,72	0,19
Ho	0,18	0,10	0,23	0,19	0,17	0,18	0,05
Er	0,62	0,32	0,75	0,67	0,65	0,62	0,14
Tu	0,10	0,06	0,13	0,12	0,10	0,10	0,02
Yb	0,64	0,36	0,92	0,83	0,74	0,65	0,15
Lu	0,11	0,06	0,19	0,16	0,15	0,13	0,03

*Содержания РЗЭ в хондрите, использованные для нормализации [10].

его в процессе дифференциации выражена слабее. Аналогичные особенности ранее были отмечены для низкотитанистых габброидов из островных дуг Филиппинского моря, в поле которых и находятся точки исследованных нами пород. Такие же закономерности наблюдаются и в распределении циркония (рис. 2): в породах восточного профиля его концентрации имеют четкую положительную корреляцию с содержаниями титана, а в породах центрального разреза она отсутствует, хотя диапазоны изменения концентраций этого элемента в обоих случаях примерно одинаковы. Как и в отношении титана, пониженные содержания циркония в породах центрального профиля сближают их с бонинитовыми сериями пород, одной из важнейших особенностей которых является обедненность этими элементами [11].

Генетическая взаимосвязь плутонических и эффузивных комплексов рассматриваемых ассоциаций особенно наглядно прослеживается при анализе закономерностей распределения РЗЭ. Как видно из рис. 3, бониниты центрального профиля и по общему уровню концентраций, и по относительной распространенности отдельных РЗЭ в спектре резко отличны от эффузивов восточного профиля. Последние по этим и другим характеристикам (петрографические особенности, пониженные относительно океанических толеитов концентрации титана) явно принадлежат к толеитовым сериям островных дуг. Габброиды из соответствующего им разреза, несколько отличаясь от эффузивов по абсолютным величинам концентраций РЗЭ, сохраняют все характерные особенности спектра последних и могут, таким образом, рассматриваться как плутонические дериваты магм толеитового состава (рис. 4).

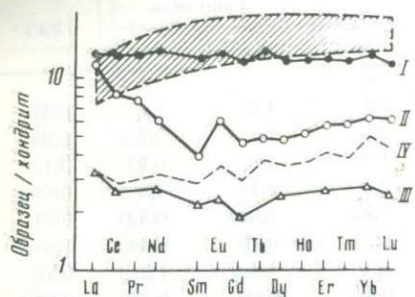
Породы центрального разреза были исследованы более детально. Как

	Плутонические породы					Эффузивы		РЗЭ *
	50/17	73/24	73/24	73/25	73/33	70/2	26/1	
18	1,5	0,31	3,5	1,8	4,0	3,6	0,30	
23	15	3,5	10	10	11	7,0	0,84	
1,9	1,6	0,5	1,5	1,4	1,6	0,93	0,12	
7,0	8,1	2,4	8,1	7,2	8,1	3,5	0,58	
1,52	—	—	2,57	2,53	2,66	0,82	0,21	
0,28	1,20	0,61	0,85	0,81	0,99	0,44	0,074	
0,98	2,2	1,2	3,6	2,7	3,9	1,5	0,32	
0,15	0,48	0,19	0,58	0,45	0,66	0,24	0,049	
0,61	2,8	1,0	3,5	2,8	3,9	1,5	0,31	
0,19	0,63	0,28	0,77	0,66	0,91	0,38	0,073	
0,53	1,8	0,82	2,6	1,9	2,7	1,2	0,21	
0,08	0,27	0,13	0,32	0,30	0,41	0,19	0,033	
0,44	1,5	0,83	1,9	1,8	2,3	1,2	0,17	
0,07	0,24	0,16	0,30	0,31	0,38	0,22	0,031	

видно из рис. 5, все разновидности пород этого разреза по характеру спектров РЗЭ явно отличны от любых сравнимых типов пород восточного профиля. Характерный для большинства бонинитов V-образный спектр РЗЭ [6, 13] обнаружен здесь не только в габброидах разного состава, но и в верлитах, что позволяет считать пространственную ассоциацию этих пород с бонинитовым эффузивным комплексом не случайной, а закономерной и соответственно относить их к производным бонинитовой магмы. Любопытно отметить, что по уровню абсолютных концентраций РЗЭ кривые для пород ряда верлит—габбро—плагитогранит закономерно располагаются одна над другой и, сохраняя общие для них особенности спектра РЗЭ, обнаруживают относительное накопление элементов цериевой группы в более лейкократовых разновидностях. Такие закономерности в распределении РЗЭ вполне согласуются с предположением о возникновении указанной серии пород из бонинитовых магм за счет фракционной кристаллизации оливина и пироксенов, преимущественно удаляющих из расплава тяжелые РЗЭ на фоне общего увеличения концентраций всех редких земель, поскольку коэффициенты их распределения для данных минералов меньше единицы.

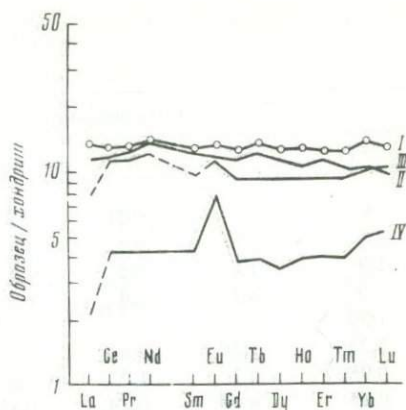
Намечаемое разделение офиолитовых ассоциаций желоба Тонга на толеитовый и бонинитовый типы подтверждается также данными по сравнительной геохимии серы и рудных халькофильных элементов в их эффузивных и плутонических комплексах.

Результаты наших исследований показывают, что содержания серы в рассматриваемых породах варьируют в широких пределах (8—1600 г/т) и для подавляющего большинства они существенно ниже величины предельной растворимости этого элемента в расплавах основного состава (около 1000 г/т). На фоне этих общих вариаций устанавливается резкое различие



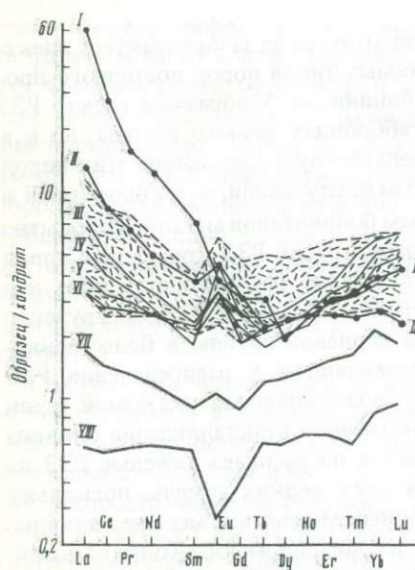
Р и с. 3. Относительная распространенность РЗЭ в эффузивных породах

I – толеиты восточного профиля (обр. 70/2); *II* – бонинит центрального профиля (обр. 26/2); *III* – бонинит Марианского желоба [13]; *IV* – высокомагнезиальный андезит островов Тонга [5]; заштриховано поле толеитов срединно-океанических хребтов [14]



Р и с. 4. Относительная распространенность РЗЭ в породах восточного профиля

I – толеит (обр. 70/2); *II-IV* – различные по составу габброиды (соответственно обр. 72/24, 73/25, 73/33)

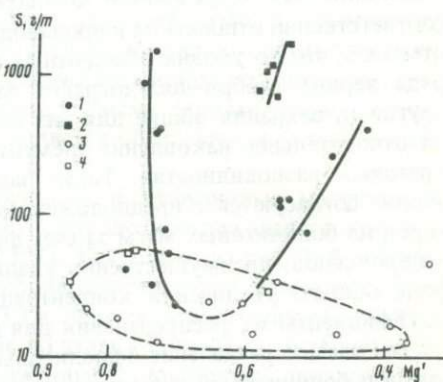


Р и с. 5. Относительная распространенность РЗЭ в породах центрального профиля

I, II – плагиограниты (обр. 48/58, 50/17); *III-VI* – различные по составу габброиды (соответственно обр. 48/28, 48/38, 48/41, 48/57); *VII, VIII* – соответственно метаморфозованные и кумулятивные перidotиты; выделено поле бонинитов Западно-Тихоокеанской активной окраины [6]

Р и с. 6. Диаграмма S-Mg'

1, 2 – породы восточного профиля; *1* – габброиды, *2* – толеиты; *3, 4* – породы центрального профиля: *3* – габброиды и плагиограниты, *4* – бониниты



в величинах содержаний и закономерностях распределения серы в офиолитах толеитового и бонинитового типов. На рис. 6 показана зависимость содержания серы от степени дифференцированности пород (Mg'). Видно, что плутонические породы восточного профиля характеризуются значительным диапазоном концентраций серы (24–1390 г/т) с образованием двух соизмеримых по величине максимумов, один из которых (более ярко выраженный) приурочен к ранним высокомагнезиальным, а другой — к поздним железистым дифференциатам. Подобный характер распределения серы отмечается в породах дифференцированных трапповых интрузий, в дайковых телах и базальтовых потоках [1] и, по-видимому, типичен для различных дифференцированных серий, связанных с родоначальными магмами основного состава. Плутонические породы центрального профиля характеризуются крайне низкими содержаниями серы (8–80 г/т) и слабо выраженной тенденцией к обеднению серой наиболее кислых дифференциатов.

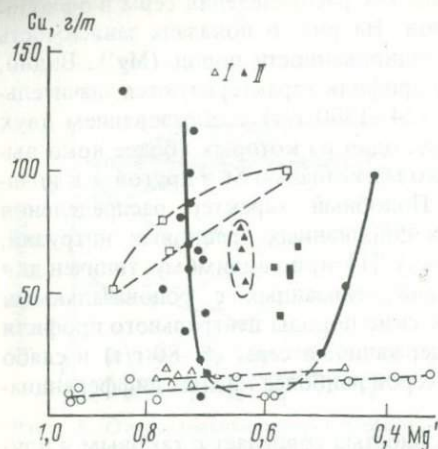
Распределение серы в эффузивах полностью совпадает с таковым в плутонических породах соответствующих профилей. Бониниты центрального профиля резко обеднены серой независимо от степени их дифференцированности, тогда как в толеитах восточного профиля содержания серы высокие (670–1600 г/т), достигающие предела растворимости S в базальтовых расплавах. Насыщенность этих пород серой подтверждается не только абсолютными величинами концентраций, но и наличием положительной корреляции серы с железом, характерной для условий, близких к насыщению, что обуславливает возможность выделения сульфидных фаз на магматическом этапе эволюции расплавов. Некоторая обогащенность серой вулканогенных пород по сравнению с габброидами связана с различными условиями остывания эффузивных и интрузивных порций магмы: в первом случае условия, близкие к закалочным, способствуют удержанию максимальных количеств растворенной серы, во втором — возможны потери серы за счет дегазации в результате уменьшения ее растворимости при медленном понижении температуры в интрузивной камере.

О существенно разной геохимической специализации офиолитов двух типов свидетельствуют также данные по закономерностям распределения рудных халькофильных элементов, если рассматривать их в зависимости от сродства отдельных элементов к сере, уровня сульфидного насыщения и степени дифференцированности пород. Эти различия наиболее отчетливо видны при сопоставлении закономерностей распределения никеля и меди. Известно, что связь никеля, проявляющего одновременно халькофильные и литофильные свойства, с серой реализуется лишь при повышенных концентрациях последней, тогда как в ненасыщенных серой расплавах поведение никеля контролируется всей совокупностью процессов фракционного плавления и дифференциации, о чем свидетельствуют его тесная связь с петрохимическими показателями дифференцированности пород и концентрирование преимущественно в магнезиальных темноцветных минералах. Поведение меди, обладающей повышенным сродством к сере, контролируется исключительно режимом серы в зоне магнообразования и, как правило, коррелирует с поведением серы на всех этапах дифференциации.

На основании полученных данных установлено полное тождество в рас-

Р и с. 7. Диаграмма Cu—Mg'

Условные обозначения те же, что и на рис. 6; I — низкотитанистые габбро и плагиограниты Филиппинского моря; II — бониниты Филиппинского моря [11]



пределении никеля в plutонических и эффузивных породах обоих профилей. Никель, обогащая ранние, наиболее магниезальные дифференциаты, выводится из расплава на начальных стадиях кристаллизации, что приводит к значительному обеднению им остаточных расплавов.

Характерной чертой является отсутствие корреляционной связи никеля с серой для всех исследованных пород.

В распределении меди (рис. 7) в отличие от никеля обнаруживается четкая взаимосвязь с поведением серы, что проявляется в образовании двух максимумов концентраций, совпадающих с максимумами содержаний серы в габброидах восточного профиля, и в резкой обедненности медью plutонических пород центрального профиля. При этом во всех типах пород, кроме бонинитов, сохраняется положительная корреляция меди и серы, свидетельствующая об их общей геохимической истории.

Специфической особенностью бонинитов в отличие от генетически связанных с ними габброидов и плагиогранитов являются высокие концентрации меди при низких содержаниях других халькофилов и серы. Той же спецификой обладают бониниты Марианской островной дуги (скв. 458, Проект глубоководного бурения [11]), распределение меди в которых показано для сравнения на рис. 7. Отсутствие традиционной связи меди и серы в бонинитах, на наш взгляд, определяется особыми условиями флюидного режима в процессе генерации бонинитовой магмы, приводящими к заметному обогащению ее водой, однако детальное обсуждение этого вопроса, требующее привлечения обширной дополнительной информации, выходит за рамки настоящей работы.

Таким образом, рассмотренные в работе результаты геохимического исследования эффузивных и plutонических пород офиолитовых ассоциаций, участвующих в строении коры островной дуги Тонга, приводят к следующим основным выводам.

1. Существует очевидная взаимосвязь геохимических характеристик, свойственных plutоническим и эффузивным комплексам пород, слагающим отдельные участки структуры островной дуги, что позволяет объединить их в генетически связанные вулкано-plutonические серии.

2. Породы одного из участков (центральный профиль) по всем минералогическим и геохимическим признакам относятся к производным родоначальных магм бонинитового типа и резко отличны от пород восточного профиля, которые по характеру распределения изученных литофильных и

халькофильных элементов соответствуют продуктам дифференциации толеитовых магм островных дуг.

3. Принципиальные различия в составах указанных типов родоначальных магм, несомненно, обусловлены разными физико-химическими условиями их формирования, прежде всего степенью насыщения магмогенерирующих источников водой, которая, как можно судить по данным экспериментальной петрологии [7], была значительно выше для бонинитовых расплавов по сравнению с толеитовыми. Последнее, видимо, и привело к специфическому характеру распределения серы и некоторых халькофильных элементов в процессе дифференциации магм бонинитового типа.

4. Оба типа офиолитовых ассоциаций островного склона желоба Тонга по геохимическим особенностям отличны от вулcano-плутонических комплексов океанической коры и, по-видимому, были сформированы в процессе развития самой структуры островной дуги. Пространственная совмещенность этих ассоциаций и признаки тектонических деформаций слагающих их пород свидетельствуют о сложной истории формирования фундамента островной дуги Тонга, обычно рассматриваемой в качестве примера примитивной дуги, заложенной на океаническом основании.

ЛИТЕРАТУРА

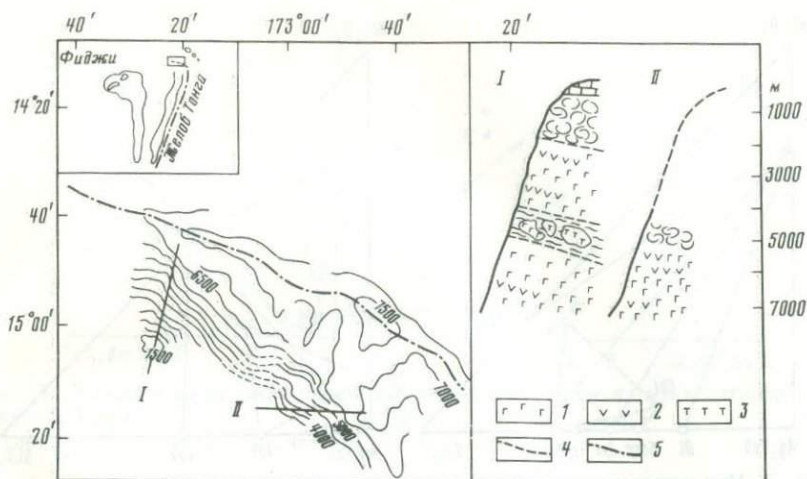
1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. М.: Наука, 1982. 148 с.
2. Высоцкий С.В., Пуцин И.К., Таскаев В.И., Кирюхина Н.И. Первая находка оливнинового бонинита в желобе Тонга. — ДАН СССР, 1983, 271, №1, с. 169–173.
3. Пуцин И.К. Экспедиция к желобу Тонга. — Природа, 1983, 9, с. 25–27.
4. Coish R.A., Hickey R., Frey F.A. Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: Complexities in ophiolite formation. — Geochim. et cosmochim. acta, 1982, 46, p. 2117–2134.
5. Ewart A., Brothers R.N., Mateen A. The outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, 2, p. 205–250.
6. Hickey R., Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: Implications for their source. — Geochim. et cosmochim. acta, 1982, 46, p. 2099–2155.
7. Kushiro I. Petrology of high-MgO bronzite andezite resembling boninite from site 458 near the Mariana trench. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1981, vol. 60, p. 731–733.
8. Miyashiro A., Shido F. Differentiation of gabbro in the Mid-Atlantic Ridge near 24°N. — Geochim. J., 1980, 14, p. 145–154.
9. Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate tectonic environment on Cyprus. — Tectonophysics, 1975, 25, p. 41–68.
10. Schmitt R.A., Smith R.H., Olehy D.A. Rare-Earth, yttrium and scandium abundances in meteoritic and terrestrial matter. — Geochim. et cosmochim. acta, 1964, 27, p. 67–86.
11. Sharaskin A.Ya. Petrography and geochemistry of basement rocks from five leg 60 sites. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1981, vol. 60, p. 647–656.
12. Sharaskin A.Ya., Pustchin I.K., Zlobin S.K., Kolesov G.M. Two ophiolite sequences from the basement of the northern Tonga arc. — Ophioliti, 1983, 8(3), p. 411–430.
13. Sun S.-S., Nesbitt R.W. Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. — Geology, 1978, 6, p. 689–693.
14. Sun S.-S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, 44, p. 119–130.

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ПРИОСТРОВНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЖЕЛОБА ТОНГА

В 16-м рейсе НИС "Каллисто", проходившем в юго-западной части Тихого океана в 1982 г., было впервые проведено опробование приостровного склона желоба Тонга на его северном, субширотном замыкании. С помощью ступенчатого драгирования, проведенного на трех профилях (I профиль, западный — 2000—5000 м, $14^{\circ}30'$ ю.ш., $174^{\circ}25'$ з.д.; II профиль, центральный — 1500—6000 м, $14^{\circ}50'$ ю.ш., $173^{\circ}20'$ з.д.; III профиль, восточный — 4000—7000 м, $15^{\circ}15'$ ю.ш., $172^{\circ}50'$ з.д.) (рис. 1), удалось получить образцы, представленные гипербазитами, габброидами, слагногранитами, диабазами и базальтами. По петрографическим признакам обнаруженная здесь ассоциация пород была отнесена к разрезу земной коры офиолитового типа [19]. А.Ф. Шараськин с соавторами [19] предположили, что в фундаменте островной дуги Тонга проявлено скупивание земной коры, о котором свидетельствует чешуйчато-надвиговое строение приостровного склона желоба Тонга. Практически во всех разновидностях драгированных пород фиксируются проявления метаморфического перерождения. Целью настоящей работы явилось выяснение условий метаморфизма, его геохимических особенностей, а также объема метаморфических пород в изученном разрезе. Поскольку метаморфические породы широко развиты на II и III профилях, в то время как на I профиле были подняты слабо измененные щелочные базальты, изучались образцы, драгированные на центральном и восточном пересечениях субширотной части желоба Тонга.

Распространение метаморфизованных пород по станциям драгирования показывает, что проявления метаморфизма приурочены, по-видимому, к тектоническим зонам брекчирования (см. рис. 1). Метаморфическое перерождение наблюдается также в габброидах и гипербазитах расслоенных комплексов, выделенных [19] на центральном и восточном профилях, и в долеритах, присутствующих на тех же участках океанического дна.

Метаморфизм гипербазитов. Местоположение метаморфизованных гипербазитов показано на рис. 1. На восточном профиле эти породы приурочены к предполагаемой зоне дробления, разделяющей две главные тектонические пластины, слагающие островной склон желоба в этом районе. Среди метагипербазитов по минералогическим и структурным признакам выделяются две группы пород. К первой относятся лизардит-хризотилловые серпентиниты с ярко выраженной петельчатой структурой. Кроме минералов группы серпентина, в них присутствуют также тальк, кальцит, магнетит, иддингсит. Характерно практически полное отсутствие среди этой группы метагипербазитов базитовых разновидностей. Мелкочешуйчатый тальк обычно развит по серпентину и нередко выполняет многочисленные трещинки. Отдельные образцы представлены тальк-серпентиновыми милонитами. Несмотря на полное отсутствие в породах этой группы реликтов первичных минералов, можно предполагать, что они возникли при метаморфизме существенно оливиновых пород, близких к дунитам. Лишь в одном образце из этой



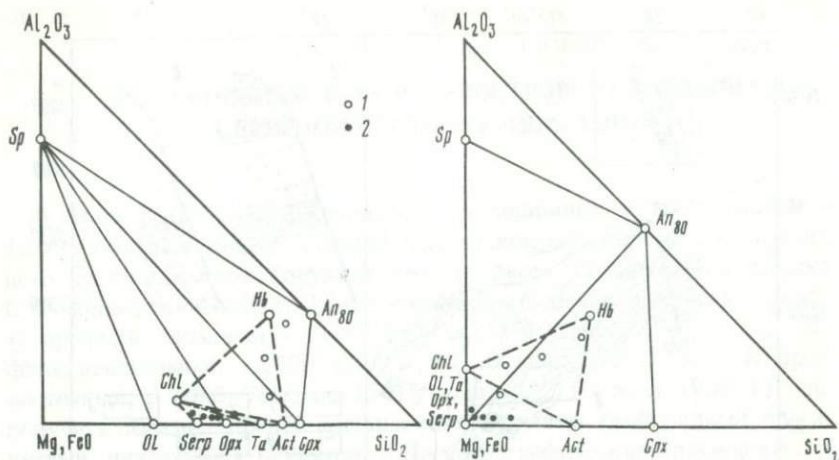
Р и с. 1. Схема расположения районов драгирования и предполагаемые разрезы земной коры в районе центрального и восточного профилей

I — центральный профиль; II — восточный профиль; 1 — расслоенный комплекс; 2 — диабазы; 3 — "метаморфизованные перидотиты"; 4 — зоны дробления; 5 — тальвег желоба

группы отмечены редкие бастиновые псевдоморфозы серпентина по ортопироксену; в этом случае исходная порода могла быть представлена гарцбургитовым перидотитом.

Ко второй группе пород относятся метагипербазиты, характеризующиеся гораздо большим минералогическим и структурным разнообразием по сравнению с метагипербазитами первой группы. В этих породах серпентин присутствует в подчиненном количестве, в то время как тальк, актинолит, хлорит, роговая обманка преобладают среди темноцветных минералов; в некоторых метагипербазитах наблюдается также плагиоклаз. Так же как и в серпентинитах первой группы, в метагипербазитах второй группы фиксируются признаки катаклаза и милонитизации: зерна породообразующих минералов часто раздроблены, в некоторых из них проявлены двойники давления, а агрегаты минералов группы амфибола нередко определяют микроскладчатую текстуру. Важной особенностью пород второй группы является присутствие в некоторых из них реликтов кумулятивной структуры; именно в этих разностях метагипербазитов наблюдается плагиоклаз. В отдельных образцах отмечены также реликты первичных минералов, чаще всего клинопироксена, редко оливина или ромбического пироксена; присутствует также хромистая шпинель.

Преобразование минерального состава гипербазитов в ходе их метаморфизма хорошо иллюстрируют диаграммы состав—парагенезис (рис. 2). Для гипербазитов первой группы наиболее характерна серпентинизация оливина, происходящая по следующей схеме: $Ol + H_2O \rightarrow Serp + Mt$. При метаморфизме гипербазитов второй группы минеральные преобразования связаны главным образом с реакциями $Orx + Pl + H_2O \rightarrow Ta + Hb$, $Cpx + Sp + H_2O \rightarrow Chl + Hb$, $Orx + Pl + H_2O \rightarrow Chl + Act$ и $Cpx + H_2O \rightarrow Act$. При достаточно высокой глиноземистости сосуществующих пироксенов, по-



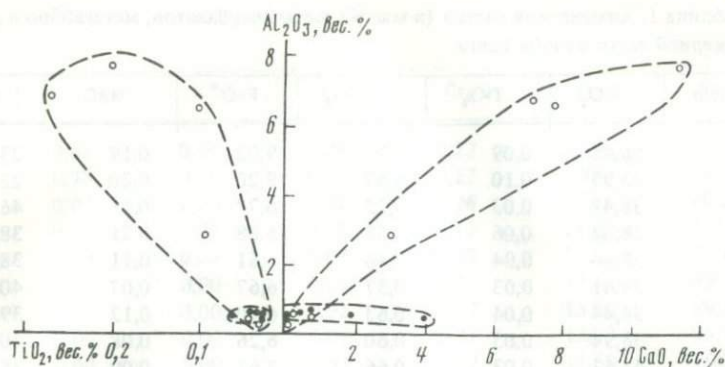
Р и с. 2. Минеральные преобразования гипербазитов при их метаморфизме

1 — составы пород из расслоенного комплекса; 2 — составы "метаморфизованных перидотитов"

видимому, может протекать реакция $Срх + Орх + Н_2О \rightarrow Hb + Act$. Ассоциация вторичных, метаморфогенных минералов метагипербазитов желоба Тонга характерна для условий эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма или для перехода от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации [16, 17].

Геохимические особенности метагипербазитов северной части желоба Тонга также позволяют предполагать присутствие здесь двух типов ультраосновных пород (табл. 1). Содержания петрогенных элементов (прежде всего Al_2O_3 и CaO) указывают на то, что метагипербазиты первой группы (собственно серпентиниты) значительно "примитивнее" пород второй группы. В этих серпентинитах при нормальных для дунитов содержаниях Al_2O_3 фиксируется некоторое обогащение кальцием, что может быть связано с наложенным процессом карбонатизации (рис. 3). Для метагипербазитов второй группы характерны положительные корреляции содержаний Al_2O_3-CaO и $Al_2O_3-TiO_2$, что отражает петрохимическую эволюцию пород на магматической стадии становления расслоенного комплекса. Важной геохимической особенностью гипербазитов двух выделенных групп являются также их различия по содержаниям РЗЭ (данные по геохимии этих пород опубликованы в [19]). Отдельно необходимо рассмотреть ультраосновную породу (см. табл. 1, № 1), представленную обр. 46/5. По структурным признакам ее можно отнести к материалу матрицы меланжа, состоящего из тонко перетертого тальк-хлоритового агрегата с редкими обломками плагиоклаза и кварца. По химическому составу эта порода близка к метагипербазитам второй группы. По-видимому, в тектонически ослабленных зонах происходило интенсивное дробление метагипербазитов; в рассмотренном случае одна из таких зон располагалась в пределах расслоенного комплекса.

Приведенные данные могут свидетельствовать о том, что метагипербазиты первой группы относятся к типичным "метаморфизованным перидот-



Р и с. 3. Вариации содержаний некоторых петрогенных элементов в метагабброидных жилах Тонга

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

титам”, известным в основании многих офиолитовых комплексов, в то время как породы второй группы связаны с расположенным стратиграфически выше расслоенным комплексом и представляют собой ультраосновные кумуляты. Привлекает внимание тот факт, что “метаморфизованные перидотиты” не были обнаружены среди ультраосновных пород восточного профиля.

Метаморфизованные габбро. Наиболее широко эти породы распространены на центральном профиле, в то время как на восточном наряду с метагаббро были подняты многочисленные обломки неизмененных габбро и габбро-норитов.

Метагаббро представлены довольно пестрой по структурным признакам группой пород. Чаще всего в них наблюдается хорошо сохранившаяся офитовая структура; присутствуют также различия с ярко выраженной кумулятивной структурой. В некоторых габбро-амфиболитах фиксируется своеобразная ситовидная структура, обусловленная многочисленными включениями мелких зерен плагиоклаза в роговой обманке. Наиболее лейкократовые (вплоть до плагиогранитов) породы обнаруживают структуры, близкие к пегматоидным и гранитным. Главные породообразующие минералы метагаббро — роговая обманка и плагиоклаз, количественные соотношения которых сильно варьируют, по-видимому, подчиняясь первично-кумулятивной расслоенности. В подчиненном количестве в метагаббро присутствуют также актинолит, хлорит, кальцит, кварц, тальк и магнетит; в лейкократовых разновидностях и плагиогранитах обычна ассоциация хлорит + эпидот + кальцит + кварц, в плагиогранитах встречается мусковит. Плагиоклаз характеризуется хорошей сохранностью: в зональных кристаллах его состав варьирует от An_{55} до An_{88-92} (от периферии к ядру). Фрагментарно он замещается сосюритовым агрегатом, кальцитом, а в плагиогранитах чаще всего — эпидотом и мусковитом; очень редко в плагиоклазе из метагаббро наблюдаются микротрещинки, выполненные пренимом. Актинолит в метагаббро в некоторых случаях замещает клинопироксен, но чаще роговую обманку. Во всех разновидностях метагабброидов расслоенных комплексов центрального и восточного профилей обнаружены жиль-

Таблица 1. Химический состав (в мас.%) метагипербазитов, метагаббро и диабазов северной части желоба Тонга

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO
1	56,41	0,09	2,92	9,02	0,19	23,49
2	43,93	0,10	6,67	9,20	0,20	22,71
3	38,42	0,03	0,25	6,77	0,11	46,35
4	38,02	0,06	0,58	6,88	0,21	38,92
5	38,44	0,04	0,46	6,61	0,11	38,25
6	39,41	0,03	0,57	6,67	0,07	40,02
7	38,44	0,04	0,63	6,70	0,12	39,59
8	38,94	0,03	0,60	6,26	0,08	40,14
9	43,63	0,03	0,66	7,61	0,09	35,82
10	36,11	0,03	0,46	6,35	0,09	37,05
11	46,73	0,20	7,81	8,61	0,18	18,62
12	41,83	0,27	6,89	10,52	0,18	27,15
13	50,61	0,14	8,96	10,94	0,18	14,96
14	50,84	0,10	4,26	10,55	0,21	22,87
15	52,72	0,12	7,68	9,79	0,14	12,97
16	50,72	0,20	13,72	10,16	0,13	9,61
17	48,76	0,31	16,25	10,24	0,13	7,71
18	51,29	0,12	11,53	11,91	0,22	11,07
19	48,71	0,13	13,07	10,64	0,18	12,74
20	50,00	0,14	16,35	9,10	0,11	9,58
21	49,47	0,25	17,42	9,03	0,12	6,03
22	48,08	3,32	15,70	11,70	0,32	6,68
23	46,17	1,04	12,92	11,36	0,19	12,42
24	54,42	1,90	15,89	9,93	0,21	3,66
25	56,96	0,90	15,97	10,22	0,23	5,77
26	51,76	0,88	16,40	10,39	0,20	8,71
27	53,92	0,62	15,40	10,44	0,11	5,93
28	49,86	0,47	20,55	5,64	0,12	6,93
29	53,36	1,24	15,00	10,40	0,15	6,16
30	55,61	1,54	13,52	9,56	0,17	3,61
31	48,31	0,46	20,08	5,44	0,13	7,26
32	50,50	1,22	14,89	9,37	0,29	5,43
33	72,24	0,51	13,69	4,64	0,04	0,83

*Все железо определено как FeO. Анализы проводились рентгенофлуоресцентным методом в ГЕОХИ АН СССР.

Метагипербазиты: 1-11 - центральный профиль, 12 - восточный профиль. Мета-

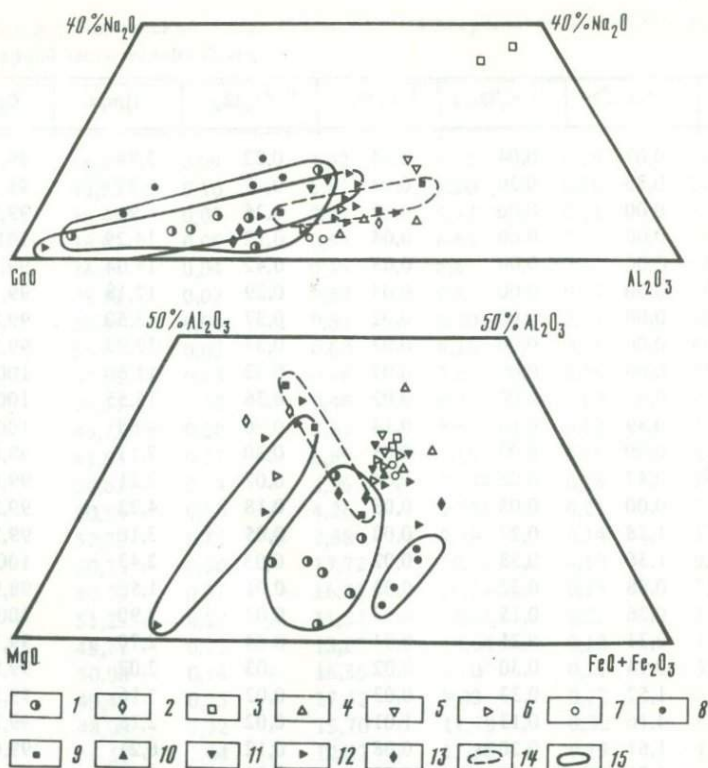
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма
3,00	0,07	0,04	0,04	0,22	3,74	99,23
7,76	0,73	0,30	0,03	0,17	6,97	98,77
0,13	0,00	0,00	0,02	0,26	6,91	99,25
1,91	0,00	0,00	0,04	0,12	14,29	101,03
0,76	0,00	0,00	0,03	0,42	14,04	99,16
0,09	0,00	0,00	0,03	0,29	12,18	99,36
0,45	0,00	0,00	0,02	0,37	13,50	99,85
0,39	0,00	0,00	0,02	0,37	12,93	99,76
0,74	0,00	0,00	0,03	0,32	11,60	100,53
4,04	0,03	0,00	0,02	0,36	15,55	100,09
11,37	0,89	0,13	0,14	0,90	4,68	100,26
4,48	0,00	0,03	0,05	0,30	7,11	98,82
10,34	0,47	0,08	0,04	0,07	2,21	99,00
5,96	0,00	0,05	0,03	0,18	4,23	99,27
11,17	1,28	0,27	0,02	0,05	3,10	99,29
11,37	1,36	0,33	0,02	0,03	2,43	100,09
12,76	0,88	0,32	0,03	0,01	1,50	98,90
10,89	0,26	0,15	0,03	0,03	2,90	100,39
10,37	0,31	0,21	0,04	0,04	2,70	99,13
11,26	0,94	0,30	0,02	0,03	2,02	99,86
9,50	1,52	0,33	0,03	0,02	5,16	99,38
5,94	4,16	0,13	1,01	0,02	2,18	99,24
9,44	1,61	0,20	0,08	0,12	6,21	99,09
4,77	4,03	0,09	0,78	0,02	3,46	99,16
4,82	4,94	0,04	0,10	0,18	-	100,13
8,45	2,97	0,12	0,07	-	-	99,95
13,46	-	-	0,07	-	-	99,95
12,84	2,07	0,24	0,05	0,04	1,79	100,60
4,72	3,42	0,59	0,18	0,01	3,35	98,58
5,52	3,91	0,00	0,37	0,01	4,74	98,56
12,70	1,88	0,23	0,05	0,04	3,63	100,20
7,78	2,95	0,25	0,33	0,60	-	99,22
1,93	5,79	0,08	0,12	0,01	1,14	101,03

габбро: 13-21 - центральный профиль, 22-24 (метаморфизованное лейкогаббро) - восточный профиль. Диабазы: 25-27 - центральный профиль, 28-33 - восточный профиль (33 - эпидозит).

ные образования. В мелано- и мезократовых породах жилы выполнены хлоритом и актинолитом, а в плагиогранитах и лейкогаббро - эпидотом и кварцем. Минеральные превращения, происходящие в габбро при их метаморфизме, характерны для эпидот-амфиболитовой фации и схематично могут быть представлены следующим образом: $Spx + Pl + H_2O \rightarrow Ep + Hb$, $Orx + Pl + H_2O \rightarrow Hb + Chl$, $Orx + Pl + H_2O \rightarrow Hb + Ta$.

Обилие в расслоенных комплексах желоба Тонга, впрочем, как и в большинстве расслоенных комплексов офиолитов, амфиболсодержащих габброидных пород может привести к выводу о том, что полноправным

членом кумулятивных серий были роговообманковые габбро первично-магматического происхождения. Чтобы прояснить этот вопрос, по крайней мере для амфиболсодержащих габбро из желоба Тонга, полезно рассмотреть некоторые особенности химического состава роговых обманок из этих пород. По щелочности, железистости и содержанию Al₂O₃ изученные роговые обманки близки к составам амфиболов из амфиболитов разновозрастных офиолитовых комплексов и среднетемпературных амфиболитов докембрия (рис. 4, табл. 2). Однако формальное сопоставление полей составов магматических роговых обманок и метаморфогенных амфиболов



Р и с. 4. Вариации составов роговых обманок из метабазитов и базитов

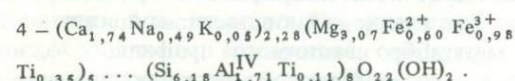
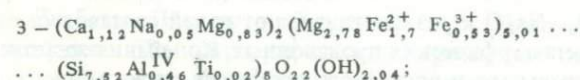
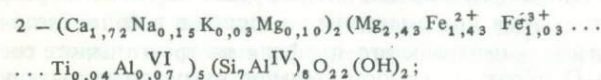
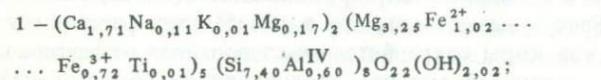
1 – желоб Тонга; 2 – гранулиты серии Скури, Шотландия [19]; 3 – глаукофановые сланцы, Калабрия [12]; 4 – амфиболиты, Становой хребет [3]; 5 – эклогиты, Венесуэла [15]; 6 – офиолитовый комплекс Сэн-Энтони, Ньюфаундленд [13]; 7 – метабазиты Хитачи, Япония [21]; 8 – метабазиты Отаго, Новая Зеландия [9]; 9 – базальтическая роговая обманка [2]; 10 – амфиболиты, Ямагами, Япония [14]; 11 – офиолитовый комплекс Кулак, Новый Южный Уэльс [7]; 12 – офиолитовый комплекс Бэй-оф-Айлендс, Ньюфаундленд [11]; 13 – синтетический амфибол из зоны перехода от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации [18]; 14 – поле составов магматической роговой обманки; 15 – поле составов метаморфогенных роговых обманок

вряд ли может позволить однозначно систематизировать эти минералы по их генезису вследствие значительного перекрытия их составов. Гораздо убедительнее в этом отношении оказывается выявление трендов изменения составов амфиболов при прогрессивном метаморфизме. Ранее [4] было показано отсутствие разрыва смесимости в ряду кальциевых амфиболов наряду с постепенным переходом от актинолита к роговой обманке в условиях, промежуточных между зеленосланцевой и амфиболитовой фациями. Таким образом, совместное нахождение в метабазитах эпидот-амфиболитовой фации роговой обманки и актинолита может объясняться, с одной стороны, "заторможенностью" процесса прогрессивного замещения актинолита роговой обманкой, а с другой – более поздним, наложенным метаморфизмом зеленосланцевой фации, приведшим к регрессивному замещению роговой обманки актинолитом. Примечательно, что в большинстве метагббро срединно-океанических хребтов проявляются два этапа

Таблица 2. Состав (в мас.%) и формулы (на 23 атома О) роговых обманок из метагаббро

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	52,28	47,77	53,74	41,80
TiO ₂	0,08	0,38	0,09	4,16
Al ₂ O ₃	3,54	6,17	2,76	9,82
FeO	14,72	20,08	19,04	12,78
MgO	16,25	11,58	17,30	13,95
CaO	11,31	10,95	7,48	11,0
Na ₂ O	0,80	1,04	0,36	3,43
K ₂ O	0,14	0,28	—	0,49
Сумма	99,12	98,25	100,77	97,44
Si ^{IV}	7,40	7,00	7,52	6,18
Al ^{IV}	0,60	1,00	0,46	1,71
Al ^{VI}		0,07		
Ti	0,01	0,04	0,02	0,46
Fe ³⁺	0,72	1,03	0,53	0,98
Fe ²⁺	1,02	1,43	1,70	0,60
Mg	3,42	2,53	3,61	3,07
Ca	1,71	1,72	1,12	1,74
Na	0,11	0,15	0,05	0,49
K	0,01	0,03	—	0,05

Кристаллохимические формулы



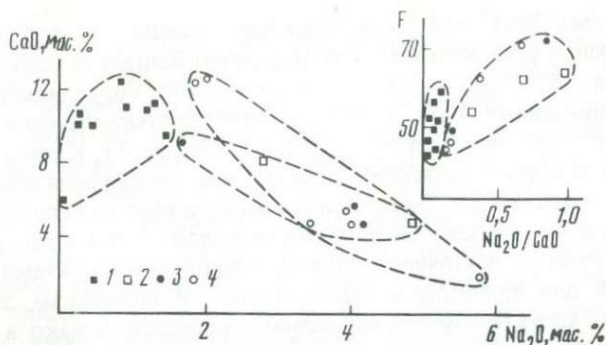
1—3 — роговые обманки из метагаббро центрального профиля,

4 — роговая обманка из метагаббро восточного профиля.

метаморфизма: ранний — эпидот-амфиболитовой фации и более поздний — зеленосланцевой [5]. Треугольники составов, приведенные на рис. 4, иллюстрируют вариации состава амфиболов из метагаббро желоба Тонга от близких к актинолиту до актинолит-паргаситовых и актинолит-эденитовых разностей. Лишь в одном образце (см. табл. 2, № 4) присутствует высоко-

титанистая буро-коричневая роговая обманка, однако высокое содержание в ней титана можно объяснить общей повышенной титанистостью метагаббро восточного профиля; в частности, в упоминаемом образце вследствие этого наблюдается обильный титаномагнетит. Приведенные данные указывают на то, что роговообманковые габбро желоба Тонга целесообразно рассматривать как метагаббро (габбро-амфиболиты), в то время как первичные кумулятивные габбро, по-видимому, или вообще не содержали первичной роговой обманки, или роговообманковые разности составляли ничтожную часть объема расслоенного комплекса. Используя экспериментальные данные по изучению зависимости глиноземистости роговой обманки от температуры и давления [4], можно оценить термодинамический режим метаморфизма пород расслоенных комплексов желоба Тонга. Интервал температур, определенный таким образом, составил 490–530°С при общем давлении около 4 кбар.

Петрохимические характеристики габбро-амфиболитов желоба Тонга приведены в табл. 1. В ранее опубликованных работах установлены главные корреляционные связи между поведением отдельных элементов при метаморфизме базитов океанической коры [5, 6], которые свойственны и породам из офиолитовых ассоциаций (причем только для океанических их составляющих). Наиболее характерен для метаморфизма базитов океанической коры "спилитовый" тренд сопряженного изменения содержаний $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}$. Габбро центрального и восточного профилей были метаморфизованы в изофациальных условиях, однако тренды изменения их составов при метаморфизме коренным образом различаются. Геохимический профиль метаморфизма габбро расслоенного комплекса центрального профиля отличен от такового для metabазитов океанической коры, что проявляется прежде всего в отсутствии отрицательной корреляции между содержаниями $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 5). Ранее указывалось, что в metabазитах расслоенных комплексов океанической коры сохраняется унаследованная от исходных пород (производных толеитовой магмы) неоднородность в отношении содержаний титана и глинозема при смещении их составов в более щелочную область [6]. Метагаббро центрального профиля на треугольнике составов $\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}$ образуют самостоятельное узкое поле, вытянутое вдоль стороны $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}$ и резко отличное от полей составов океанических базитов и их метаморфических производных. Колебания железистости в метагаббро центрального и восточного профилей также обнаруживают существенные различия. Увеличение железистости, сопряженное с возрастанием щелочности в метагаббро восточного профиля, с одной стороны, может быть связано с метаморфической дебазификацией исходных пород, приводящей к выносу некоторого количества MgO , а с другой — определяться обычной тенденцией изменения состава родоначальной толеитовой магмы при ее дифференциации, усиленной привнесом Na_2O при последующем метаморфизме. Вариации железистости при постоянном содержании Na_2O , установленные в метагаббро центрального профиля (см. рис. 5), по-видимому, отражают особенности эволюции родоначального расплава, отличного по составу от толеитовых магм. В связи с этим необходимо отметить, что в работе А.Я. Шараскина с соавторами [19], посвященной двум типам офиолитовых разрезов фундамента северной части островной дуги Тонга, сделан вывод о существовании здесь разре-



Р и с. 5. Тренды изменения составов базитов желоба Тонга при их метаморфизме
1, 2 — центральный профиль, 1 — метагаббро, 2 — диабазы; 3, 4 — восточный профиль: 3 — метагаббро, 4 — диабазы

за, представленного производными магмы, близкой к бонинитовой (центральный профиль), и разреза, сложенного интрузивными и эффузивными породами толleitового состава (восточный профиль). Таким образом, можно констатировать, что двум типам расслоенных комплексов северной части желоба Тонга свойственны два типа геохимических трендов метаморфизма при одинаковых его $P-T$ параметрах, отвечающих эпидот-амфиболитовой фации. Геохимическая специфика метаморфизма, затронувшего расслоенный комплекс центрального профиля, заключается в его изохимичности в отношении щелочных компонентов, в то время как метаморфизм габбро восточного профиля характеризуется обычным для метаморфизма океанической коры "спилитовым" трендом. Следует особо подчеркнуть существенные различия метагаббро двух типов расслоенных комплексов по содержаниям РЗЭ (аналитические данные приведены в [19]). Спектры РЗЭ в метагаббро обнаруживают полную идентичность таковым для исходных магматических пород. Это обстоятельство может свидетельствовать об инертном поведении РЗЭ при среднетемпературном метаморфизме базитов.

Диабазы. Породы этой группы были обнаружены на обоих изученных профилях. По петрографическим признакам они ничем не отличаются от метаморфизованных долеритов срединно-океанических хребтов. Диабазы северной части желоба Тонга сложены актинолитом, плагиоклазом, хлоритом, эпидотом, кальцитом и кварцем. Структура пород типичная диабазовая. Плагиоклаз диабазов в отличие от метагаббро гораздо интенсивнее замещен эпидотом и кальцитом; значительно ярче проявлена его деаортитизация. В этих породах очень слабо развиты кварц-эпидотовые жилки. Наиболее гидротермально-переработанные разности близки к эпидозитам. По минералогическим признакам диабазы северной части желоба Тонга следует относить к актинолитовой ступени зеленосланцевой фации метаморфизма.

Химический состав диабазов близок к составам спилитов и зеленых сланцев срединно-океанических хребтов. Примечательно, что в координатах $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$ составы этих пород образуют тренд, направленный так же, как и тренд изменения состава габброидов восточного профиля при их

метаморфизме. Этот тренд, как указывалось выше, соответствует "спилитовому" тренду регионального метаморфизма базитов океанических областей (см. рис. 5). Характерно также совпадение корреляционных связей между содержаниями Al_2O_3 и TiO_2 с железистостью—щелочностью в метагаббро восточного профиля и в диабазах (см. рис. 5). К этому можно добавить, что диабазы и метагабброиды восточного профиля обладают идентичными спектрами РЗЭ. На основании изложенного кажется естественным вывод о том, что диабазы северной части желоба Тонга и габбро расслоенного комплекса из восточного профиля являются продуктами единой, родоначальной для толеитовых серий магмы. Метаморфизм, затронувший эти породы, характеризуется натриевым профилем, однако в случае диабазов он протекал в более низкотемпературных условиях.

Результаты изучения метаморфических пород из офиолитовых разрезов северной части желоба Тонга позволяют получить ряд важных выводов об эволюции земной коры во фронтальной части субширотного сегмента островной дуги Тонга.

1. В изученном районе желоба Тонга фиксируются проявления метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации, затронувшего породы расслоенных комплексов центрального и восточного профилей. Габброиды восточного профиля подвергались метаморфизму натриевого типа, характерного для различных геоструктурных зон океанических областей. Метаморфизм пород из расслоенного комплекса центрального профиля резко отличается по геохимическим трендам от регионального метаморфизма океанических областей. Его отличительной чертой является изохимичность в отношении щелочей и отсутствие тенденции к дебазификации. Главным фактором, определившим такую геохимическую специфику метаморфизма габброидов центрального профиля, явился, по-видимому, существенно водный состав метаморфизирующего флюида, определивший слабую деанортитизацию плагиоклаза, в то время как образование метаморфогенной роговой обманки могло происходить при перераспределении отдельных химических элементов исходной породы.

2. Диабазы центрального и восточного профилей были образованы при метаморфизме зеленосланцевой фации с геохимическими характеристиками, свойственными метаморфизму, затронувшему габброиды восточного профиля.

3. Диабазы генетически связаны с магматическим источником, родоначальным и для габброидов расслоенного комплекса восточного профиля.

4. Устанавливается следующая предположительная временная последовательность в метаморфических преобразованиях пород из офиолитовых комплексов северной части желоба Тонга: а) метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, затронувший интрузивные породы расслоенных комплексов обоих изученных профилей; б) метаморфизм зеленосланцевой фации, последовавший за внедрением долеритов и приведший к образованию диабазов. Этот же метаморфизм регрессивно наложился на метагаббро эпидот-амфиболитовой фации.

Некоторые исследователи [10] полагают, что метаморфизм океанической коры характеризуется температурной зональностью, обусловленной ростом температуры от верхних горизонтов (базальты и долериты → спилит-

ты, зеленые сланцы) к нижним (габброиды → амфиболиты). В то же время во многих работах [5, 1, 8] указывалось на то, что проявления метаморфизма зеленосланцевой фации, наблюдаемые в базальтах и долеритах срединно-океанических хребтов, почти всегда фиксируются и в метагаббро, для которых их можно отнести к более позднему, регрессивному этапу метаморфизма. Таким образом, следует допускать некоторый разрыв во времени между метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации (ранний этап) и метаморфизм зеленосланцевой фации (поздний этап). Возможно также, что габброидные плутоны океанических областей при их медленном остывании последовательно "проходят" температурные интервалы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, тогда как поздние внедрения долеритов метаморфизуются только в условиях зеленосланцевой фации.

5. Изучение соотношений породообразующих минералов и данные микронзондового анализа роговых обманок из роговообманковых габбро северной части желоба Тонга показывают, что эти породы целесообразно рассматривать как метагаббро. Иными словами, если среди исходных габбро-кумулятов и присутствовали роговообманковые разности, они составляли ничтожную часть объема расслоенного комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аументо Ф., Ланкаревик Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 168–198.
2. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 2. 343 с.
3. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 297 с.
4. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 157 с.
5. Силантьев С.А. Метаморфизм пород океанической коры. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 120–126.
6. Силантьев С.А., Чернышева В.И. Метаморфизм гипербазит-габбро-базальтового комплекса хребта Карлсберг. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 47–55.
7. Ashley P.M., Franklin B.J., Ray A.S. Plagiogranites in the Coolac ophiolite suite, New South Wales, Australia. — Geol. Mag., 1983, 120, N 1, p. 1–20.
8. Bonatti E., Honorez J., Kirst P., Radicati F. Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 6°N contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the Axial Valley. — J. Geol., 1975, 83, N 1, p. 61–79.
9. Brown E.H. The Crossit content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. — J. Petrol., 1977, 18, N 1, p. 53–72.
10. Cann J.R. Metamorphism in the oceanic crust. — In: The Ewing symp.: Implications of deep drilling results in the Atlantic Ocean. N.Y., 1978, p. 8–9.
11. Girardeau J., Mevel C. Amphibolitized sheared gabbros from ophiolites as indicators of the evolution of the oceanic crust, Bay of Islands, Newfoundland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, 61, N 1, p. 151–165.
12. Hoffman C., Katz K. Trend surface analysis of some physical properties of alkali (sodic) amphiboles. — Lithos, 1982, 15, p. 17–25.
13. Jamieson R.A. Metamorphism during ophiolite emplacement — the petrology of the St. Antony Complex. — J. Petrol., 1981, 22, p. 397–449.
14. Kuroda Y., Ogura Y. Epidote-amphibolites from the Northeastern Abukuma Plateau, Japan — Sci. Rep. Tokyo Kyot Daigaku, 1963, 80, p. 43–66.

15. Maresch W.V., Abraham K. Petrography, mineralogy and metamorphic evolution of an eclogite from the Island of Margarita, Venezuela. — *J. Petrol.*, 1981, 22, p. 337–362.

16. Moody J.B. Serpentinization: A review. — *Lithos*, 1976, 9, N 2, p. 125–138.

17. Moody J.B. Serpentinites, spilites and ophiolite metamorphism. — *Canad. Miner.*, 1979, 17, N 4, p. 871–878.

18. Moody J.B., Meyer D., Jenkins J.E. Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. — *Amer. J. Sci.*, 1983, 283, N 1, p. 48–92.

19. Sharaskin A.Ya., Pustchin I.K., Zlobin S.K., Kolosov G.M. Two ophiolite sequences in basement of northern Tonga arc. *Ophioliti*, 1983, 8, N 3, p. 411–430.

20. Sills J.D. The retrogression of ultramafic granulites from the Scourian of NW Scotland. — *Miner. Mag.*, 1982, 46, p. 55–61.

21. Tagiri M. Fe-Mg partition and miscibility gap between coexisting calcic amphiboles from the Southern Abukuma Plateau, Japan. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1977, 62, N 3, p. 271–281.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Е.В. Шарков, А.А. Цветков.</i> Магматические серии и геодинамические режимы океанов и континентов	6
<i>М.К. Суханов, О.А. Богатиков.</i> Анортозитовая тенденция базитового магматизма континентов и океанов	26
<i>С.В. Чесноков, И.С. Красивская.</i> Плагногранит-плаггионолитовая формация как первое звено в цепи превращений океанической коры в континентальную	40
<i>Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский, В. Крамер, В. Зайферт.</i> Индикаторная роль ультраосновных включений в познании глубинных условий базальтового магнезиобазитового образования	51
<i>А.А. Цветков, Д.З. Журавлев.</i> Изотопный состав Sr, Nd, Hf и проблема петрогенезиса базитов различных геодинамических обстановок	64
<i>С.А. Куренков, А.С. Перфильев.</i> Геодинамика базальтового магматизма в океанах и трапповых провинциях континентов	77
<i>Г.В. Нестеренко.</i> Сходство континентального и океанического толентового вулканизма	87
<i>А.А. Ярошевский, Т.И. Цехоня.</i> Петрохимические типы магматических пород дна океана, закономерности их ассоциаций и распределения по структурно-морфологическим зонам	95
<i>Л.Н. Козарко.</i> Неоднородность верхней мантии и магматизм океанических островов	104
<i>В.Л. Барсуков, Н.А. Дурасова, В.А. Дорофеева.</i> Оценка окислительно-восстановительных условий при современных базальтовых извержениях Исландии	113
<i>Н.С. Муравьева, А.И. Поляков.</i> Эволюция базальтовых магм и происхождения кислых пород в регионах с океанической корой	121
<i>М.С. Аюбян, Р.Л. Мелконян.</i> Изотопно-кислородные индикаторы процессов дифференциации и ассимиляции	133
<i>Б.Н. Пискунов.</i> Вулканизм островных дуг востока Азии — вариации состава и связь с глубинным строением	138
<i>Г.П. Авдейко, А.Ю. Антонов, О.Н. Волынец, Н.Г. Гладков, Д.З. Журавлев, А.А. Цветков, И.В. Чернышев.</i> Вариации вещественного состава и изотопных отношений строения и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение	153
<i>А.И. Абдурахманов, Р.И. Родионова, В.И. Федорченко.</i> Геохимическая зональность четвертичных вулканитов Курильской островной дуги и некоторые вопросы их петрологии	169
<i>А.А. Цветков, М.К. Суханов, Г.И. Говоров.</i> Закономерности развития магматизма современных и палеоостровных дуг (на примере Курильской и Северо-Кавказской)	185
<i>Г.С. Закариадзе, А.Л. Книппер, А.В. Соболев, О.П. Цамерян, Л.В. Дмитриев, В.С. Вишневецкая, Г.М. Колесов.</i> Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа	218
<i>А.Я. Шараськин, С.К. Злобин, С.Я. Кузнецова.</i> Геохимические особенности офиолитов желоба Тонга	241
<i>С.А. Силантьев, С.К. Злобин.</i> Метаморфизм пород приостровного склона северной части желоба Тонга	250

Шарков Е.В., Цветков А.А. Магматические серии и геодинамические режимы океанов и континентов. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены магматические серии двух диаметрально противоположных геодинамических режимов океанов и континентов — растяжения (рифтовые области, мантийные струи и др.) и сжатия (островные дуги и активные окраины континентов). В зонах растяжения выделяются три типа магматических серий: толеитовые (нормальной щелочности), субщелочные и щелочные. В зонах растяжения океанической литосферы К щелочные серии отсутствуют. В зонах сжатия, наряду с толеитовыми и субщелочными сериями, появляются известково-щелочные и шошонитовые и значительно редуцированы щелочные (К) серии, известные только в наиболее зрелых островных дугах и некоторых участках активных континентальных окраин. К-Na субщелочные и К щелочные серии обеих геодинамических обстановок практически не различаются по петрографическим, минералогическим, геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам, т.е. являются "сквозными", или неспецифическими. Специфическими сериями зон сжатия являются известково-щелочные и шошонитовые серии, а зон растяжения — толеиты MORB и щелочные серии.

Табл. 2, ил. 4, библиогр. 44 назв.

Суханов М.К., Богатиков О.А. Анортозитовая тенденция базитового магматизма континентов и океанов. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Анортозитовая тенденция — одна из особенностей эволюции базитового магматизма. Она проявляется в образовании лейкократовых, обогащенных плагиоклазом дифференциатов базитовых расплавов, которые известны как на континентах, так и в океанах. Наиболее широко высокоглиноземистые анортозитовые комплексы развиты в докембрии континентов, "современные анортозиты" представлены сериями высокоглиноземистых базальтов островных дуг. Сравнение древних и "современных анортозитов" показывает их существенные различия по ряду признаков, однако в эволюционном плане намечается определенная аналогия. Анортозитовая тенденция современного базитового магматизма характеризует раннюю стадию развития островных дуг и современных областей перехода океан-континент. Такое же геологическое положение устанавливается на примере ряда докембрийских анортозитовых комплексов.

Табл. 4, ил. 5, библиогр. 31 назв.

Чесноков С.В., Красивская И.С. Плагиогранит-плагиориолитовая формация как первое звено в цепи превращений океанической коры в континентальную. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

В плагиогранит-плагиориолитовую формацию предлагается объединить все продукты первого этапа кислого магматизма энсиматических складчатых областей: плагиориолитовые и дацитовые лавы, туфы и туфотурбидиты, комагматичные им плагиограниты и тоналиты, а также метаморфизованные разновидности всех этих пород (альбитофиры, ортонейсы и др.). Для пород формации, составляющих первое "гранитное звено" в цепи превращений океанической, симатической, коры в континентальную, сиалическую, характерны следующие главные особенности: первично плагиогранитоидный состав, относительно позднее появление сразу в больших объемах после длительного периода более основного (базальтового или андезитового) магматизма, частое наличие фенокристов кварца и обилие пирокластики. Сделано предло-

ложение, что плагногранитные расплавы образовались при частичном плавлении метабазитов.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. 22 назв.

УДК 552.311 + 552.321.6

Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Крамер В., Зайферт В. Индикаторная роль ультраосновных включений в познании глубинных условий базальтового магмообразования. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

На основании детального изучения составов включений лерцолитов и слагающих их минералов из щелочных базальтов Монголии, Прибайкалья, Приморья и вулканического района Лаузитц (юго-восток ГДР) рассмотрены проблемы глубинного петрогенезиса. Приведенные данные показывают, что щелочно-базальтовые магмы зарождаются ниже уровня существования шпинелевой фации ультрабазитов. Ксенолиты шпинелевых лерцолитов не являются реститами, образованными в процессе формирования базальтовых магм, вынесших ксенолиты на поверхность Земли. Скоррелированное поведение петрохимических характеристик минералов лерцолитов и вмещающих базальтов отражает общность глубинных процессов, определяющих химизм глубинного субстрата и петролого-геохимические особенности выплавляемых и эволюционирующих мантийных магм. Такими процессами, скорее всего, являются метаморфизм и метасоматоз вещества верхней мантии под действием глубинного флюида-расплава.

Табл. 4, ил. 4, библиогр. 33 назв.

УДК 553.34

Цветков А.А., Журавлев Д.З. Изотопный состав Sr, Nd, Hf и проблема петрогенезиса базитов различных геодинамических обстановок. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

По литературным данным рассмотрены изотопные параметры Sr, Nd, Hf в базитах двух основных геодинамических обстановок — растяжения (срединно-океанические хребты, океанические острова, внутриплитные области, континентальные рифты) и сжатия (островные дуги и активные континентальные окраины андийского типа). Показано, что наиболее высокие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и наиболее низкие — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ фиксируются для зрелых островных дуг и энсиалических активных континентальных окраин, тогда как наиболее низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и наиболее высокие — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ характерны для базальтов срединно-океанических хребтов. Изотопные параметры тыловых зон островных дуг близки таковым океанических островов, что наряду с петролого-геохимическими данными позволяет предполагать наличие локальных зон растяжения за островодужным вулканическим фронтом.

Ил. 5, библиогр. 39 назв.

УДК 552.11 : 552.33.5

Куренков С.А., Перфильев А.С. Геодинамика базальтового магматизма в океанах и трапповых провинциях континентов. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Подчиняясь общим закономерностям в различных структурных элементах Земли, континентальный и океанический спрединг указывает на единообразие механизма, его вызывающего. Суть явления состоит в дискретном и разноскоростном прохождении литосферных плит над зоной глубинного растяжения. Различие в скоростях можно объяснить ротационными явлениями, а дискретность спрединга — плотностными характеристиками вертикального разреза литосферных плит.

Ил. 4, библиогр. 12 назв.

УДК 552.11 (323.1)

Нестеренко Г.В. Сходство континентального и океанического толенто-вого вулканизма. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

В океанической обстановке имеются аналоги платобазальтового вулканизма, представляющие собой конечные или промежуточные продукты эволюции расплава по ферробазальтовому тренду. Они распространены в различных геолого-структурных зонах дна океана (срединно-океанических хребтах, поднятиях и впадинах), включая районы с интенсивным внутриплитным магматизмом. Присутствие продуктов однотипной дифференциации в континентальных условиях (платобазальты), рифтогенных структурах и впадинах океанов (с пострифтовым магматизмом) свидетельствует о независимости процесса от геодинамической обстановки и подчеркивает решающее значение физико-химических условий эволюции расплава.

Табл. 1, ил. 7, библиогр. 18 назв.

УДК 552.2 + 551.21

Ярошевский А.А., Цехоня Т.И. Петрохимические типы магматических пород дна океана, закономерности их ассоциаций и распределения по структурно-морфологическим зонам. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

В пределах выборки, характеризующей составы всего разнообразия вулканических пород дна океана, выделены 15 петрохимически однородных типов, 12 из которых образуют две устойчивые ассоциации. Породы I ассоциации достаточно однородны по содержанию K_2O , CaO/Al_2O_3 и образуют единый ряд по железистости, с которой положительно коррелируют содержания Na_2O , TiO_2 , FeO , отрицательно — MgO и Al_2O_3 . Ассоциация типоморфна для срединно-океанических хребтов. Для пород II ассоциации характерны признаки более глубокой дифференциации, состав их меняется от пикритобазальтов до андезитобазальтов и трахитов. С изменяющейся железистостью положительно коррелируют K_2O , Na_2O , TiO_2 , FeO , Al_2O_3 , отрицательно — MgO , отмечается повышенная роль щелочей, титана, циркония, стронция, редких земель и других литофильных элементов. Ассоциация типоморфна для поднятий и асейсмических хребтов.

Табл. 3, ил. 2, библиогр. 5 назв.

УДК 552.11 : 552.333.5

Когарко Л.Н. Неоднородность верхней мантии и магматизм океанических островов. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Обобщение геохимических материалов и сравнение их с данными по химическому составу верхней мантии океанических базальтов MORB свидетельствует о том, что проявления щелочного магматизма в течение геологического времени неразрывно связаны с гетерогенностью подкоровых зон. Совпадение времени возникновения щелочных пород на Земле (2 млрд. лет) с появлением гетерогенности мантийного субстрата (около 2 млрд. лет) подтверждает эту идею.

Табл. 3, ил. 6, библиогр. 19 назв.

УДК 551.243.31 : 552.3

Барсуков В.Л., Дурасова Н.А., Дорофеева В.А. Оценка окислительно-восстановительных условий при современных базальтовых извержениях Исландии. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Даны оценки парциального давления (летучести) кислорода при базальтовых извержениях вулканов Эльдфедль и Сюртсей (Исландия) на основании расчета равновесного состава магматического газа и соотношения окисного

и закисного железа в лавах. Установлено, что окислительно-восстановительные условия характеризуются интервалом, ограничивающимся f_{O_2} никель-бунзенитового и кварц-фаялит-магнетитового буферов. Ряд малых рудных элементов при этих летучествах кислорода должны преимущественно находиться либо в неокисленном состоянии, либо в низких степенях окисления, что обуславливает особенности минералообразования в ходе дальнейшей эволюции магматических флюидов.

Табл. 3, ил. 3, библиогр. 34 назв.

УДК 550.42

Муравьева Н.С., Поляков А.И. Эволюция базальтовых магм и происхождение кислых пород в регионах с океанической корой. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Кислые породы океанических регионов образуются в ходе эволюции первичных базальтовых магм. Процессы кристаллизационной дифференциации протекают как в "сухих" условиях с осаждением титаномагнетита, так и в водонасыщенных условиях с выделением амфибола. Проводится сравнение геохимических особенностей кислых пород — продуктов дифференциации базальтовой магмы и кислых пород палингеного происхождения.

Табл. 2, ил. 5, библиогр. 34 назв.

УДК 552.11 : 552.333.5

Акопян М.С., Мелконян Р.Д. Изотопно-кислородные индикаторы процессов дифференциации и ассимиляции. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Установлена большая информативная роль пары кварц-магнетит для оценки роли процессов дифференциации и ассимиляции. При кристаллизационной дифференциации с понижением температуры в результате изменения коэффициента фракционирования значение $\delta^{18}O$ кварца увеличивается, а магнетита — уменьшается, причем изменение величины $\delta^{18}O$ магнетита в 25 раз превышает изменение $\delta^{18}O$ кварца. В случае взаимодействия исходного расплава основного состава с кислым материалом значения $\delta^{18}O$ как кварца, так и магнетита повышаются. Эта специфика поведения изотопов кислорода в паре кварц-магнетит позволяет однозначно различать производные процессов дифференциации от пород, происхождение которых связано с ассимиляцией или смешением магм различного состава.

Табл. 1, ил. 1, библиогр. 20 назв.

УДК 552.11 : 552.33.5

Пискунов Б.Н. Вулканизм островных дуг востока Азии — вариации состава и связь с глубинным строением. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Особенности состава пород островодужной ассоциации выражаются в повышенной глиноземистости, пониженной титанистости, широких колебаниях содержания кремнезема и щелочей. Для редкоэлементного состава характерен избыток крупнокатионных литофилов и дефицит компонентов сидерофильной группы. Поперечные вариации состава пород выражены в закономерном увеличении в субщелочной серии, развитой в тыловых зонах дуг, щелочей, крупнокатионных литофилов, легких РЗЭ и в уменьшении окиси кальция и коррелируют с основной структурой верхней мантии под дугами — сейсмофокальной зоной. Связь состава пород островодужной ассоциации с элементами глубинного и приповерхностного строения указывает на двойственную природу магматических расплавов, которые формировались в результате взаимодействия мантийного анатексиса и коровой ассимиляции.

Табл. 2, ил. 7, библиогр. 36 назв.

Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н., Гладков Н.Г., Журавлев Д.З., Цветков А.А., Чернышев И.В. Вариации вещественного состава и изотопных отношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Геохимическое изучение продуктов четвертичного вулканизма Курильской островной дуги показало, что от фронтальной к тыловой ее части в лавах возрастает содержание К и литофильных редких элементов Rb, Ba, Sr, F, Be, а также концентрация Mg и элементов группы железа — Ni, Cr, V. В том же направлении двупироксеновые ассоциации вкрапленников в андезитах и андезибазальтах сменяются амфибол- и биотитсодержащими. Изменяется и состав глубинных включений в лавах: алливалиты, троктолиты, оливиновые габбро и габбро-нориты фронтальной зоны сменяются амфиболовыми габбро и амфиболитами, ассоциирующими с гипербазитами тыловой зоны. Высказывается предположение, что вариации состава магматических расплавов вкрест островной дуги связаны не с уменьшением степени плавления однородного субстрата, а с изменением условий выплавки и, возможно, состава субстрата.

Табл. 2, ил. 8, библиогр. 26 назв.

Абдурахманов А.И., Родионова Р.И., Федорченко В.И. Геохимическая зональность четвертичных вулканитов Курильской островной дуги и некоторые вопросы их петрологии. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Приведены геохимические и геолого-географические данные, которые наряду с результатами физико-химических экспериментов с достаточной определенностью свидетельствуют о приуроченности первичных магматических очагов островодужных вулканов к нижней, существенно гранулит-базитовой части утолщенной (до 50–60 км) и в целом основной по составу земной коры. Формирование магматических расплавов под островной дугой происходит на несколько увеличивающихся в сторону континента глубинах в результате частичного (до полного) плавления "габбрового" субстрата в зональном по щелочности потоке глубинных флюидов, поставляющих необходимое для плавления тепло, снижающих его температуру и сдвигающих эвтектику в лейкократовую область.

Табл. 4, библиогр. 21 назв.

Цветков А.А., Суханов М.К., Говоров Г.И. Закономерности развития магматизма современных и палеоостровных дуг (на примере Курильской и Северо-Кавказской). — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

На основании детального изучения магматических пород южной части Курильской островной дуги, включающей Малую Курильскую грядку и о-в Кунашир, и мезозойской палеоостровной дуги Северного Кавказа рассматриваются вопросы магматической эволюции зрелых островных дуг. Установлены черты петролого-геохимического сходства изверженных пород и структурных элементов дуг этого типа независимо от времени их существования. Показано, что среди магматических образований Курильской и Северо-Кавказской дуг отчетливо преобладают породы известково-щелочной серии, при этом их щелочность закономерно возрастает от глубоководного желоба в направлении тыловой зоны.

Табл. 8, ил. 5, библиогр. 38 назв.

УДК 552.311 : 552.321

Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В., Чамерян О.П., Дмитриев Л.В., Вишневская В.С., Колесов Г.М. Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Дается общий очерк структурных взаимоотношений вулканических серий и особенностей вариации их состава в разрезах офиолитовых зон Малого Кавказа. Выделяются два этапа вулканизма — верхнеюрско-неокомский и верхнемеловой. Вулканыты первого этапа представлены толеитовыми базальтами типа развитых на срединно-океанических хребтах и высокотитанистыми толеитовыми и щелочными базальтовыми сериями, а также дифференцированной толеитовой серией типа примитивных островных дуг. Установленные вулканические события характеризуют процесс эволюции Малокавказского бассейна океанического типа, в частности проявление высокотитанистого базальтового вулканизма связывается с развитием краевых зон этого бассейна.

Табл. 3, ил. 13, библиогр. 49 назв.

УДК 552.11 : 551.243

Шараськин А.Я., Злобин С.К., Кузнецова С.Я. Геохимические особенности офиолитов желоба Тонга. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Офиолитовые ассоциации островного склона желоба Тонга по геохимическим особенностям отличны от вулканоплутонических комплексов океанической коры и, по-видимому, были сформированы в процессе развития самой структуры островной дуги. Пространственная смещенность этих ассоциаций и признаки тектонических деформаций слагающих их пород свидетельствуют о сложной истории формирования фундамента островной дуги Тонга, обычно рассматриваемой в качестве примера примитивной дуги, заложенной на океанической коре.

Табл. 2, ил. 7, библиогр. 14 назв.

УДК 265.552.4

Силантьев С.А., Злобин С.К. Метаморфизм пород приостровного склона северной части желоба Тонга. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986.

Изучение петрологических и геохимических особенностей метабазитов приостровного склона желоба Тонга показало, что породы расслоенных комплексов, присутствующих здесь, были метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, а долериты подверглись более позднему метаморфизму в зеленосланцевую фацию. Выделенным здесь ранее двум типам расслоенных комплексов соответствуют два различных геохимических тренда метаморфизма. Данные микронзондового анализа составов роговых обманок из пород расслоенных комплексов желоба Тонга свидетельствуют о том, что среди кумулятивных габбро, по-видимому, отсутствовали рогово-обманковые разности.

Табл. 2, ил. 5, библиогр. 21 назв.

**ОКЕАНИЧЕСКИЙ
МАГМАТИЗМ —
ЭВОЛЮЦИЯ,
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КОРРЕЛЯЦИЯ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *Л.Я. Аранович*
Редактор издательства *Т.А. Николаева*
Художник *Л.А. Григорян*
Художественный редактор *М.А. Храмов*
Технический редактор *Н.М. Бурова*
Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31020

Подписано к печати 22.01.86. Т — 06117
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 17,0. Усл.кр.-отт. 17,2
Уч.-изд.л. 21,1. Тираж 600 экз.
Тип. зак. 1125. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

Глубинные условия эндогенного рудообразования.

Книга представляет собой систематическое изложение данных о глубинных условиях формирования эндогенных рудных месторождений. В ней на основании анализа вертикального диапазона оруденения, магматической, метасоматической и структурной зональности рассматривается связь эндогенного рудообразования с особенностями глубинного строения земной коры.

Экспериментальное исследование биметасоматического скарнообразования/ Г.П. Зарайский, В.А. Жариков, Ф.М. Стояновская и др.

Книга посвящена экспериментальному и теоретическому исследованию зональности и физико-химических условий образования скарнов. Воспроизведены зональные скарновые колонки, возникающие в условиях контактового взаимодействия карбонатных и силикатных пород в широком диапазоне температур, давлений, кислотности и состава растворов. Измерены коэффициенты диффузии породообразующих компонентов в поровых растворах при температуре до 600°С.

Кадиц А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении.

На основе экспериментальных данных по растворимости летучих компонентов в магматических расплавах при высоких давлениях и температуре дается расчет равновесий в системе углерод-кислород-водород, рассмотрены вопросы, связанные с формированием окислительно-восстановительного и флюидного режимов в областях образования базальтовых магм и при их подъеме к поверхности Земли.

Носик Л.П. Изотопные методы при изучении минералообразования.

Книга посвящена изотопным методам при изучении физико-химических условий образования минералов. Для достижения этой цели автором были разработаны прецизионные масс-спектрометрические методы измерения изотопного состава и аппаратура, которая позволяла установить закономерности изменения изотопных эффектов при различных физико-химических условиях образования минералов.

Природные и синтетические алмазы.

Монография посвящена исследованию реальной структуры природных и синтетических алмазов в связи с проблемой рационального использования природных алмазов в промышленности и поисками методов получения синтетических алмазов с заданными свойствами. Обсуждаются модели структурных дефектов и механизмы их давления на некоторые физические свойства алмаза.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ
АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ
"КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА"

- | | |
|---------------------------------------|---------------------------------------|
| 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 | 630090 Новосибирск, Академгородок |
| 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13 | Морской проспект, 22 |
| 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 | 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиря- |
| 252030 Киев, ул. Ленина, 42 | ка, 137 |
| 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 | 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73 |
| 197110 Ленинград, П-110, Петрозавод- | 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 |
| ская ул., 7 | 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, |
| 117192 Москва, Мичуринский проспект, | 42 |
| 12 | 310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37 |

3 р. 20 к.

4534