

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА В ЭФФУЗИВАХ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ

© 1999 г. Б. Г. Покровский *, О. Н. Вольнец**

* Геологический институт РАН

109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия; e-mail: pokrov@ginran.msk.su

** Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН

683006 Петропавловск, бульвар Пийпа, 1, Россия

Поступила в редакцию 27.07.98 г.

Изотопный состав кислорода определен более чем в 180 образцах из 61 вулкана Курило-Камчатской дуги. Диапазон вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$ в петрографически свежих образцах составляет 2.4—9.3‰ SMOW и свидетельствует о том, что на Камчатке и Курилах в магматические процессы вовлекаются два типа корового материала: обогащенный ^{18}O и обедненный ^{18}O по отношению к мантии. Базальты различных сегментов дуги характеризуются средними величинами $\delta^{18}\text{O} = 5.8 \pm 0.5\text{‰}$, за исключением вулканов, расположенных в Центрально-Камчатской депрессии (Ключевская группа и Шивелуч), в которых установлены более высокие средние значения $\delta^{18}\text{O} = 6.5 \pm 0.7\text{‰}$. Средние величины $\delta^{18}\text{O}$ в лавах среднего ($6.6 \pm 0.9\text{‰}$) и кислого ($7.0 \pm 1.4\text{‰}$) состава Камчатки выше, нежели в аналогичных породах большей части Курил ($6.2 \pm 0.4\text{‰}$), исключая вулканы о. Симушир и прилегающие к нему с северо-запада подводные вулканы, в которых установлены несколько более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$. Обогащенные калием (тыловая зона) лавы Восточной Камчатки имеют на 0.5-1‰ более высокие величины $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с низкокалиевыми лавами фронтальной зоны; на Курилах различий в изотопном составе кислорода в низкокалиевых и умереннокалиевых породах не обнаружено. Для дифференцированных серий Восточной Камчатки характерен высокий градиент зависимости $\delta^{18}\text{O}-\text{SiO}_2$ ($1.0-1.1\text{‰} \delta^{18}\text{O}/10\% \text{SiO}_2$), который исключает их формирование в закрытой системе и указывает на контаминацию магм в подводящих системах; общее обогащение вулканических пород Камчатки по сравнению с эффузивами Курил "коровым" изотопом ^{18}O , так же как и ^{87}Sr , связано с особенностями строения земной коры, по-видимому, в значительно большей степени, нежели со спецификой субдукционных процессов. Аномально низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ ($2.4-5.4\text{‰}$) в среднем $4.6 \pm 1\text{‰}$) типичны для игнимбритов, образованных в результате крупнейших эксплозивных извержений в районах кальдер Узон, Малый Семячик, Ксудач, Горелый, Уксичан, Теклетунуп. Предполагается, что формирование игнимбритов сопровождалось проникновением вод из окружающих и подстилающих магматические камеры пород непосредственно в магму. С этим явлением связаны, возможно, не только аномальные изотопные характеристики, но и необычные физические свойства перенасыщенных водой игнимбритовых магм.

Изотопные исследования, проводившиеся в различных районах в течение последних 20 лет, показали, что эффузивы островных дуг и активных континентальных окраин содержат, наряду с веществом деплетированной мантии, материал корового происхождения. Серьезные разногласия вызывают механизмы вовлечения корового материала в процессы магмогенерации, роль контаминации в петрогенезисе островодужных магм, а также природа пространственных изменений изотопных характеристик. Согласно наиболее широко распространенной точке зрения, впервые высказанной в работах Р. Кэя (Kay, 1981) и А. Рингвуда (Ringwood, 1981) и затем развивавшейся в многочисленных публикациях (Ito, Stern, 1986; Woodhead, 1987; Zhuravlev et al., 1987;

Hawkesworth et al., 1991; Baily, 1996), вовлечение вещества земной коры в процесс формирования островодужных магм происходит в верхней мантии, которая испытывает частичное плавление под влиянием флюида, отделяющегося от субдуцируемых блоков океанической коры. Вместе с тем, существуют убедительные доказательства того, что, поднимаясь к поверхности сквозь относительно тонкую, но достаточно сложно построенную кору переходной зоны, магмы существенно контаминируются, и именно этот процесс в существенной мере определяет изотопные характеристики магм, изливающихся на островных дугах и активных континентальных окраинах (Виноградов и др., 1986; Vinogradov, 1995; Besch et al., 1995; Kersting et al, 1996).

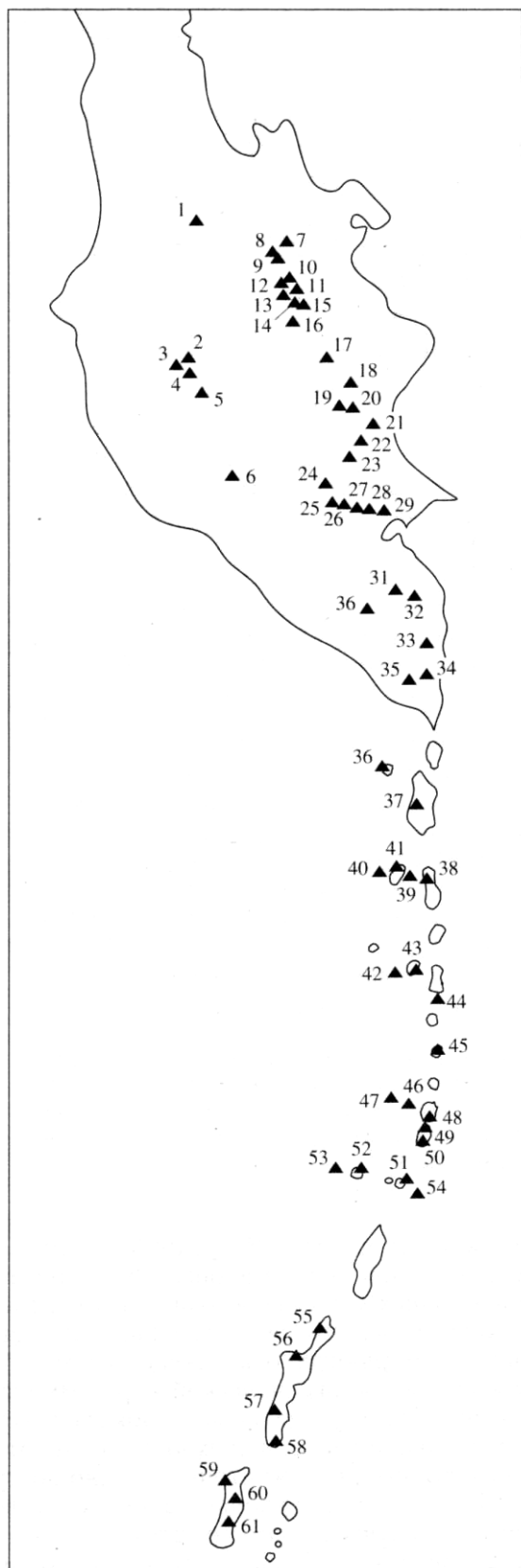


Рис. 1. Размещение опробованных вулканов. Номера на графике соответствуют таковым в табл. 1 и в приложении 1.

В предлагаемой статье мы обсуждаем эту проблему, используя новые, а также частично опубликованные ранее (Виноградов и др., 1986; Покровский, Журавлев, 1991) данные по изотопному составу кислорода в эффузивах Курило-Камчатской дуги.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Состав и размещение вулканов. В Курило-Камчатском вулканическом поясе насчитывается 71 действующий и несколько сотен потухших вулканов плейстоценового возраста (Действующие вулканы..., 1991; Подводный вулканизм..., 1992). Особенности тектонического строения позволяют выделить в пределах Камчатки 4 вулканические зоны: зону Центральной Камчатской депрессии, Восточную и Южную зоны и зону Срединного хребта. Большую Курильскую гряду принято расчленять на 3 части: северную, центральную и южную, разделенные глубокими проливами Крузенштерна и Буссоль.

Среди эффузивов Курило-Камчатской дуги резко преобладают базальты и андезитобазальты, которые составляют от 40 до 60% всей массы пород (Петрохимия..., 1966). В то же время среди продуктов многих вулканов присутствуют все типы дифференциатов вплоть до риолитов, причем существенные различия нередко наблюдаются в составе соседних вулканов. На Курилах установлена отчетливая геохимическая зональность: вулканы, расположенные в тыловой зоне дуги, изливают лавы с заметно более высокими содержаниями калия по сравнению с вулканами фронтальной зоны (Горшков, 1967; Подводный вулканизм..., 1992). Сходная закономерность устанавливается в Южной и Восточной вулканических зонах Камчатки (Геохимическая типизация..., 1990).

В приложении к данной статье приводятся краткие сведения о составе вулканов, по которым имеются изотопные данные (рис. 1); более подробные описания содержатся в специальных работах (Петрохимия..., 1966; Горшков, 1967; Геохимическая типизация..., 1990; Действующие вулканы..., 1991; Подводный вулканизм, 1992).

Мощность и состав земной коры. По данным Шульдинера с соавторами (Шапиро и др., 1987) в пределах Камчатки могут быть выделены два типа земной коры; сиалический и мафический. Первый устанавливается в южной и центральной частях Камчатки и характеризуется наличием крупного гнейсогранитного блока, выходящего на поверхность в южной части Срединного хребта и в Ганальском выступе на Восточной Камчатке. К северу от этих выходов состав пород фундамента, судя по геологическим и геофизическим данным, меняется на сланцебазитовый (метаморфизованные базальты, граувакки и габброиды с

примесью гипербазитов). Возраст кристаллического фундамента Камчатки по данным Rb-Sr датирования не превышает 145 млн. лет (Vinogradov, 1995). На большей части территории он перекрыт вулканогенно-осадочным слоем, мощность которого колеблется от первых сотен метров до 7-8 км; общая мощность коры под Камчаткой оценивается величинами 25-40 км (Шапино и др., 1987; Действующие вулканы..., 1991).

В пределах Курильских островов выходы гранитогнейсов отсутствуют. По данным глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии, сиалический фундамент, возможно, подстилает Южные Курилы, тогда как для центрального и северного секторов скорее характерен фундамент основного состава (Родионова, Федорченко, 1978). Мощность коры в районе Курильских островов оценивалась различными авторами по-разному: И.П. Косминская с соавторами (1966) полагали, что она увеличивается от 10-15 км в центральной части Большой Курильской гряды до 25-30 км в северной и южной частях; согласно более поздним данным (Геолого-геофизический атлас..., 1987) на Центральных Курилах мощность коры достигает 26-30 км, а на Северных и Южных Курилах она увеличивается соответственно до 36-46 и 32-44 км.

Зоны магмогенерации и магматические камеры. Как под Камчаткой (Федотов и др., 1985), так и под Курилами (Шарапов и др., 1982) отчетливо фиксируется наклонная сейсмофокальная зона, сопоставляемая с погружающимся в мантию относительно холодным блоком океанической плиты. В пределах Восточной Камчатки наблюдается уменьшение угла погружения плиты от 55° на юге до 35° на севере (Gorbatov et al., 1999). Аналогично на Курилах угол погружения плиты уменьшается от 50-60° на северном и центральном участках до 38° на южном фланге (Курильский блок). Одновременно меняется угол схождения плит - от почти ортогонального напротив Восточной и Южной Камчатки, Северных Курил до косоугольного 45-50° на Южных Курилах (Подводный вулканизм, 1992). Скорость конвергенции плит оценивается величиной 8.6 см/год (Baily, 1996).

Область первичного выплавления магм вулканов Камчатки, по мнению ряда исследователей (Действующие вулканы..., 1991), находится внутри сейсмофокального слоя или около его верхней границы на глубинах от 100 до 220 км. Согласно более поздним данным (Gorbatov et al., 1999), первые признаки плавления мантии под Восточной вулканической зоной наблюдаются над сейсмофокальной зоной, на глубине около 150 км, что хорошо согласуется с результатами геохимических исследований (Подводный вулканизм, 1992; Volynets, 1994). Накопление магматического материала происходит главным образом в слое пе-

реходном от коры к мантии на глубинах 25-30 км, где формируются наиболее мощные магматические очаги; глубина промежуточных камер колеблется от 1.5-2.0 до 10-15 км.

Палеовулканологические исследования показывают, что подача магматического материала к поверхности в крупных вулканах центрального типа, к которому принадлежит большая часть плейстоценовых вулканов Камчатки и Курил, осуществляется не через локальное жерло, а через сложную дайково-силловую систему: расплав через дайки подается из нижележащих магматических залежей - "отстойников" - к вышележащим (Шанцер, Краевая, 1980; Шеймович, Патока, 1989). Мощность таких систем обычно составляет 1.5-2 км. В ходе извержений дайки вырождаются в цилиндрические жерла (Действующие вулканы..., 1991).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Валовые пробы и минеральные фракции разлагались с помощью ClF_3 при температуре 500-600°C, выделившийся кислород затем переводился в CO_2 посредством реакции с графитом в присутствии платины при температуре 550-600°C. Измерения изотопного состава кислорода проводились на масс-спектрометре МИ 1201 В. Значения $\delta^{18}\text{O}$ приводятся в промилях (‰) относительно стандарта SMOW, для привязки к SMOW использовался стандарт NBS-28 ($\delta^{18}\text{O} = 9.6‰$). Воспроизводимость определения $\delta^{18}\text{O}$ находится в пределах $\pm 0.2‰$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В таблице 1 приведены результаты определения изотопного состава кислорода в 190 образцах эффузивов, отобранных из 61 вулкана Курило-Камчатской дуги. Там же представлены опубликованные ранее данные по изотопному составу стронция, а также концентрации H_2O , SiO_2 , MgO и K_2O . Общий разброс величин $\delta^{18}\text{O}$ в петрографически свежих образцах эффузивов составляет 2.4-9.3‰ и свидетельствует о том, что на Камчатке и Курилах в магматические процессы вовлекается два типа корового материала: обогащенный ^{18}O и обедненный ^{18}O по отношению к мантии. Роль корового материала, однако, существенно меняется в зависимости от района и типа пород. Базальты различных сегментов Курило-Камчатской дуги характеризуются средними величинами $\delta^{18}\text{O} = 5.8 \pm 0.5‰$, которые сравнимы (если не принимать во внимание больший разброс) с таковыми в базальтах срединно-океанических хребтов и внутриокеанических островных дуг. Исключение составляют вулканы, расположенные в Центрально-Камчатской депрессии (Ключевская группа и Шивелуч), в них установлены более

Таблица 1. Результаты изотопных анализов

Коллекции	Вулкан	Порода	$\delta^{18}\text{O}$	H_2O^+	SiO_2	MgO	K_2O	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
КАМЧАТКА								
<i>Срединный хребет</i>								
1091/1(ов)	1. Теклетунуп	б	5.7	0.12*	50.16	7.19	1.85	0.70366(В)
7305(ов)	#	аб (и)	4.0	2.56	56.52	1.92	4.45	–
ТТ-984(ов)	#	аб (и)	2.6	1.32*	56.54	2.21	3.72	–
7305/1(ов)	#	а (и)	4.8	2.80*	57.35	2.02	4.27	–
6522(ов)	2. Уксичан	б	5.3	0.21	50.72	4.65	2.26	0.70320(В)
6638(ов)	#	т	5.0	0.42	68.64	0.21	5.65	0.70339(В)
6600(ов)	#	лт	5.2	0.71	58.02	3.67	4.35	0.70323(В)
6602(ов)	#	лт (и)	5.7	0.40	63.58	0.45	5.25	–
6603/3(ов)	#	лт (ст)	5.1	1.06	60.36	1.06	4.53	–
6632(ов)	#	лт (ст)	5.1	0.63	61.04	1.30	4.70	–
6601/1(ов)	#	а (и)	4.1	0.42	62.06	2.33	5.18	–
6607(ов)	а. з.	б	4.7	0.21	50.54	7.40	1.29	–
2033(ов)	3. Ичинский	д	7.0	0.61	64.00	1.61	3.36	0.70330(В)
2034(ов)	#	р	6.8	0.40	72.62	н. о.	4.56	0.70335(В)
2035(ов)	#	а	6.7	0.78	59.92	3.00	2.24	0.70398(В)
6341(ов)	а. з.	б	6.1	0.50	48.60	7.25	1.34	–
6396(ов)	а. з.	б	5.7	–	50.14	8.95	1.51	–
6805(ов)	4. Дол Геологов (а. з.)	б	5.5	0.33	46.90	10.50	1.85	–
6254(ов)	5. Белоголовский	б	5.5	0.0	48.78	5.90	1.73	0.70328(В)
6257(ов)	#	б	6.2	0.27	50.75	3.82	2.40	0.70329(В)
6267(ов)	#	а	7.0	0.24	60.22	1.84	2.98	0.70328(В)
6353(ов)	#	т	6.2	0.14	61.66	1.52	4.80	0.70348(В)
6296(ов)	#	тр	5.9	0.14	70.98	0.50	5.08	0.70619(В)
6296(ов)	#	тр (пш)	6.8	–	65.00	–	–	0.70491(В)
6297(ов)	#	т	6.2	0.23	63.80	0.69	5.18	0.70416(В)
523(ов)	#	т	6.2	–	66.60	–	–	0.70461(В)
4001/11(ов)	#	к	6.7	–	71.50	–	–	0.70510(В)
5581(ов)	6. Хангар	р (ст)	8.3	–	–	–	–	–
5582(ов)	#	р (ст)	6.8	0.00*	72.69	0.34	3.79	–
<i>Центральная депрессия</i>								
5734(ов)	7. Шивелуч	б	6.8	0.70	51.18	12.08	1.67	–
1188/1(вп)	#	б	6.9	0.64*	50.06	15.02	1.68	–
900996/7(вп)	#	б (пп)	8.9	2.14	51.46	11.33	1.16	–
5749(ов)	#	аб	6.0	0.11	55.30	7.40	1.36	–
5764(ов)	#	аб	5.4	0.03	54.22	8.40	1.28	–
5738(ов)	#	а	7.0	0.58	56.84	5.93	1.43	–
5740(ов)	#	а	6.4	0.18	57.50	5.54	1.48	–
1006(вп)	8. Харчинская зона шлаковых конусов	б	7.5	0.04	52.60	9.52	1.30	–
1023(вп)	#	б	7.7	0.73	50.76	18.68	0.92	–
1002/1(вп)	9. Заречный	б	7.0	0.2	52.54	11.48	1.30	–
1004(вп)	#	а	7.4	0.19	57.49	6.88	1.70	–
7700(ов)	#	а	8.2	1.15	59.00	5.07	1.65	–
85025(им)	10. Ключевской	б	6.3	–	52.96	9.27	0.75	–
т-2311(им)	11. Камень	б	6.4	0.08	52.02	5.82	0.88	0.70365(В)
т-2374(им)	12. Ушковский	б	5.7	0.51	51.60	5.00	1.64	0.70356(В)
т-2378(им)	13. Плато (р. Студеная)	б	5.7	0.09	51.28	6.30	1.64	0.70371(В)
24/1(им)	14. Горный Зуб	б	7.5	0.79	52.56	6.82	0.96	0.70341(В)
т-2411(им)	15. Зимица	аб	7.2	0.19	55.97	2.78	2.17	–
т-2534(им)	#	а	10.5	1.41	60.90	3.34	2.02	0.70367(В)
т-2542(им)	#	а	7.0	1.89	62.42	2.02	2.05	–
6093(ов)	16. БГТИ	б	5.7	0.19	51.24	4.81	2.02	–
23/81	#	б	6.3	–	–	–	–	0.70336(В)
26/81	#	б	6.1	–	–	–	–	0.70333(В)

Таблица 1. (Продолжение)

Коллекции	Вулкан	Порода	$\delta^{18}\text{O}$	H_2O^+	SiO_2	MgO	K_2O	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
<i>Восточная зона</i>								
К 35-1(вп)	17. Кизимен	а	7.0	0.12	63.72	1.84	1.49	–
К 35-2(вп)	#	аб	6.7	0.20	54.44	4.13	1.20	0.70330(в)
Кр 539(юд)	18. Крашенинникова	дл	6.4	0.06	51.50	3.70	0.82	0.70350(в)
Кр511(юд)	#	р	9.3	0.1	67.81	0.29	3.17	0.70399(в)
Кр 262(юд)	#	д (п)	6.9	2.48	63.10	0.27	1.97	0.70378(в)
Кр 526(юд)	#	д	6.7	0.27	69.02	0.37	1.52	0.70391(в)
3357(вп)	19. Тауншиц	аб	7.1	0.42	56.82	3.84	1.20	–
44(е&г)	20. Узон	б	4.0	0.83	49.94	5.23	0.89	0.70318(в)
5323/1(ов)	к. Узон, гора Круглая	р	6.0	0.41	72.80	–	2.33	–
5331/6(ов)	#	р	5.8	0.38	72.51	–	2.35	–
5313/8(ов)	к. Узон, гора Озерная	р	5.6	0.53	72.62	–	3.10	–
5313/10(ов)	#	р	5.8	0.42	72.80	–	3.20	–
л-85-55(вл)	к. Узон	д (и)	5.3	2.90	67.26	0.98	1.96	–
л-86-113(вл)	#	д (и)	4.2	2.21	64.89	0.90	2.27	–
л-86-84(вл)	#	а (и)	4.4	0.46	61.01	2.20	1.49	–
л-86-109(вл)	#	а (и)	4.6	2.00	63.87	1.24	2.05	–
л-87-9(вл)	#	а (и)	2.9	0.32	62.02	1.45	1.80	–
4(е&г)	к. Узон, гора Белая	д (ги)	4.4	0.05	65.34	1.00	1.89	0.70349(в)
4(е&г)	#	д-с	5.2	–	–	–	–	–
5(е&г)	#	д	3.3	0.22	65.17	1.30	1.96	0.70372(в)
5(е&г)	#	д-с	5.4	–	–	–	–	–
7(е&г)	#	д (ги)	3.4	0.12	65.42	1.31	1.96	0.70367(в)
8(е&г)	#	д (ги)	2.2	6.16	61.73	н. о.	2.03	0.70357(в)
29(е&г)	#	д (ги)	-0.1	3.93	69.81	0.44	1.42	0.70319(в)
33(е&г)	#	д (ги)	0.1	2.57	58.74	0.21	2.05	0.70343(в)
5216(ов)	21. Малый Семячик	аб	5.6	0.20	56.60	3.25	1.31	–
5228(ов)	#	д (и)	5.1	0.34	66.60	1.04	2.29	–
5230/1(ов)	#	д (и)	4.8	0.13	66.78	1.00	2.00	–
1976к(ов)	22. Карымский	а	6.1	0.14	62.70	1.55	1.74	–
кр 96-б-3(аб)	#	б	5.6	0.20	53.00	4.20	0.62	–
кр 96-б(аб)	#	б	5.6	–	–	–	–	–
5054/3(ов)	23. Дзензур	а	6.8	0.60	61.88	2.45	1.83	–
ку-1ст(ов)	24. Купол	л	8.3	0.64	74.42	0.39	5.33	0.70355(в)
26075(мп)	25. Ааг	а	7.3	0.10	59.74	3.48	1.58	–
26085(мп)	#	д	8.1	0.15	66.08	1.87	2.56	0.70352(в)
27045(мп)	#	а	7.7	0.23	58.26	3.23	1.53	–
26110(мп)	26. Арик	б	7.3	0.07	52.26	8.63	0.84	0.70335(в)
26140(мп)	#	аб	6.7	0.43	55.62	7.30	1.23	–
7582(ов)	а. з.	б	5.5	0.24	49.14	9.26	0.94	–
79239/1(ве)	а. з.	б	5.0	0.41	47.78	11.48	0.54	–
26061(мп)	27. Корякский	б	6.1	0.00	50.12	9.25	0.91	–
26018(мп)	#	а	7.1	0.00	58.96	2.99	1.63	–
26129(мп)	#	аб	7.5	0.10	55.20	4.53	1.50	–
29920(мп)	28. Козельский	аб	6.6	0.11	55.88	2.63	0.48	–
29906(мп)	#	а	6.9	1.02	60.40	1.62	0.75	–
29215(мп)	29. Авачинский	б	5.5	0.21	50.94	9.02	0.70	–
29135(мп)	#	а	4.0	0.30	57.22	3.30	0.70	–
29144(мп)	#	аб	6.7	0.08	53.36	2.38	0.82	–

Таблица 1. (Продолжение)

Коллекции	Вулкан	Порода	$\delta^{18}\text{O}$	H_2O^+	SiO_2	MgO	K_2O	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
<i>Южная зона</i>								
86241(им)	30. Опала	аб	7.2	0.21	54.88	3.45	2.33	–
86246/2(им)	#	аб	7.0	0.20	56.08	3.66	2.10	–
86220/2(им)	#	а	7.6	0.32	59.36	2.35	2.44	–
86218(им)	#	а	7.1	0.65	60.66	2.60	2.56	–
86204(им)	#	р	7.5	1.02	72.70	3.60	3.60	–
86224(им)	#	аб	5.9	0.06	53.68	5.78	1.36	–
80100(им)	31. Горелый	б	5.9	0.12	48.89	10.84	0.77	0.70317(в)
3661(в&г)	#	аб	4.2	0.27	54.80	4.12	1.66	0.70324(в)
3663(в&г)	#	а	8.0	0.65	61.74	2.46	2.25	0.70334(в)
3665(в&г)	#	а (и)	3.9	0.32	63.58	1.27	2.83	–
3667(в&г)	#	д (и)	5.4	0.28	64.77	1.26	2.64	0.70334(в)
3668(в&г)	#	д (и)	4.7	0.35	65.09	1.28	3.21	0.70339(в)
3669(в&г)	#	р (о)	7.4	0.19	75.63	0.62	3.41	0.70332(в)
3670(в&г)	#	л	6.5	0.60	74.91	0.41	3.41	0.70335(в)
3671(в&г)	#	а	7.2	0.31	62.91	2.48	2.25	0.70336(в)
917(в&г)	#	д (п)	5.7	2.88	65.02	0.92	3.61	–
934(в&г)	#	а (и)	4.9	0.43	63.26	1.18	2.92	–
3672(в&г)	#	л (ги)	5.9	0.19	71.45	0.21	3.80	0.70342(в)
3673(в&г)	#	р (о)	7.6	2.87	72.46	0.32	4.58	0.70337(в)
3674(в&г)	#	л (ги)	3.0	0.54	75.00	0.11	3.61	0.70335(в)
3676(в&г)	#	р (ги)	5.3	0.53	74.36	нет	4.19	–
3677(в&г)	#	д (ги)	8.7	2.59	71.18	71.18	3.11	0.70337(в)
3678(в&г)	#	д (и)	5.0	–	65.21	–	–	0.70330(в)
922(в&г)	#	д (и)	5.0	–	–	–	–	–
932(в&г)	#	д (и)	3.4	–	–	–	–	–
80314(ик)	32. Мутновский	аб	5.4	–	54.80	–	–	0.70336(в)
80318(ик)	#	б	5.3	0.93	50.26	4.46	0.50	0.70336(в)
80322(ик)	#	б	5.7	0.02	49.83	5.39	0.38	0.70334(в)
Кс 12(юд)	33. Ксудач	а (и)	2.4	0.39	62.80	1.54	0.96	0.70332(в)
7466/4(ов)	#	а (и)	4.2	0.04*	62.15	2.28	0.91	–
7467/1(ов)	#	а (сп)	4.8	0.01*	58.86	3.48	0.75	–
7467/2(ов)	#	д (сп)	5.1	0.42*	64.56	1.90	0.97	–
Кс-175(юд)	#	б	6.3	0.41	49.58	4.24	0.36	0.70325(в)
Кс-115(юд)	#	д (п)	5.7	2.86	68.91	0.27	1.27	0.70400(в)
1-89/1(в&г)	#	б (ол)	4.2	–	–	–	–	–
1-89/3(в&г)	#	б (пл)	5.6	–	–	–	–	–
5834(ов)	34. Ильинский	а	5.8	0.35	61.54	2.29	0.92	–
5837(ов)	#	аб	5.4	0.08	54.90	4.26	1.15	–
5840(ов)	#	а	5.3	0.05	56.27	2.10	0.84	–
5897(ов)	#	д	6.1	0.51	68.84	1.15	1.54	–
5359(ов)	35. Дикий гребень	д	6.3	0.22	67.04	1.16	2.30	–
5852(ов)	#	а	6.5	0.27*	62.51	2.93	1.87	–
КУРИЛЫ								
<i>Северные</i>								
В-11-575(нв)	36. Алайд, о-в Атласова	б	5.6	0.09	49.75	4.71	1.72	0.70299(ж)
1831(в&г)	#	б	5.8	0.10	49.75	4.56	1.56	0.70293(в)
2038(в&г)	#	св	10.2	0.10	82.28	–	–	0.70468(в)
2042(в&г)	#	св	12.4	0.10	85.38	–	–	0.70470(в)
4/2-81(ац)	37. Чикурачки, о-в Парамушир	аб	10.8	1.78	56.60	3.51	1.03	0.70311(ж)

Таблица 1. (Окончание)

Коллекции	Вулкан	Порода	$\delta^{18}\text{O}$	H_2O^+	SiO_2	MgO	K_2O	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
8301(ов)	38. Немо, о-в Онекотан	а	6.2	0.04	60.40	2.31	0.97	0.70318(ж)
5914(ов)	#	д (и)	6.3	0.30*	66.18	1.19	1.27	—
5915(ов)	#	а (и)	5.8	0.78*	63.63	2.07	0.87	—
5911(ов)	#	а (сп)	5.6	0.25*	62.13	2.11	1.00	—
5924(ов)	#	а (сп)	5.7	0.56	61.32	1.78	1.06	—
В-11-72/5(нв)	39. Белянкина, подводн.	б	6.0	0.73*	46.00	4.85	2.00	0.70284(ж)
В11-75/3(нв)	40. Авось, подводн.	аб	6.2	0.61	54.18	4.73	1.70	0.70297(ж)
В-11-506(нв)	41. Маканруши	аб	6.6	1.01*	53.68	4.65	1.89	0.70305(ж)
В-11-527(нв)	42. Чиринкотан	аб	6.6	0.15	57.36	3.27	2.06	0.70313(ж)
В-11-572(нв)	43. Экарма	аб	6.3	0.35	57.44	3.81	1.10	0.70311(ж)
В-11-113/2(нв)	44. Ловушки, подводн.	б	6.0	0.04	53.01	2.82	0.34	0.70326(ж)
<i>Центральные</i>								
В-11-549(нв)	45. Ушишир, о-в Янкича	д	6.3	0.11*	65.63	1.57	1.43	0.70311(ж)
В-15-25/2(нв)	46. Лисянского, подводн.	б	7.3	0.84	52.10	4.19	1.17	0.70316(ж)
В-15-27/1(нв)	#	аб	7.2	0.71	55.90	3.27	1.43	0.70306(ж)
В-15-29/1(нв)	47. Пегас, подводн.	аб	7.9	0.98	55.00	3.68	1.72	0.70309(ж)
В-15-30/1(нв)	#	а	7.6	1.15	57.90	3.41	1.63	0.70298(ж)
	о-в Симушир							
1960(в&г)	48. Прево	а	7.8	0.04	58.11	1.99	0.51	0.70334(в)
2009(в&г)	#	а	7.7	0.20	61.98	1.95	0.87	0.70327(в)
140/81(ац)	49. Заварицкого	аб	5.5	0.23	53.85	2.76	0.39	0.70304(ж)
1958(в&г)	#	а	5.9	0.05	59.04	2.94	0.30	0.70356(в)
1953(в&г)	#	д (п)	8.3	1.87	68.02	—	—	0.70311(в)
135-81(ац)	50. Мильна	а	6.7	0.12	57.52	4.20	1.34	0.70290(ж)
1975(в&г)	#	а	7.0	0.40	57.66	3.38	1.33	0.70302(в)
В-15-327(нв)	51. Черный, о-в Чирпой	а	6.5	0.60	60.25	2.67	1.37	0.70319(ж)
В-15-307(нв)	52. Броутон, о-в Броутон	а	6.3	0.34	58.00	3.36	2.09	0.70306(ж)
В-17-601(нв)	#	р	6.1	0.77	72.70	0.58	3.22	0.70304(в)
В-17-602(нв)	#	аб	5.5	0.28*	54.01	5.85	1.56	0.70305(в)
В-17-603(нв)	#	б	5.4	0.29*	51.53	7.97	1.46	0.70296(в)
В-17-604(нв)	#	а	5.6	0.11*	59.38	3.55	2.21	0.70304(в)
В-17-613(нв)	#	а	5.7	1.02*	62.65	2.25	2.44	0.70271(в)
В-15-86/1(нв)	53. Вавилова, подводн.	б	6.2	0.41	51.25	4.80	0.20	0.70326(ж)
В-15-40/1(нв)	54. Горшкова, подводн.	б	5.4	0.42	51.50	7.43	1.47	0.70287(ж)
<i>Южные</i>								
	о. Итуруп							
В-15-404(нв)	55. Демон	б	5.9	0.54	50.80	5.20	0.44	0.70322 (ж)
117/81(ац)	56. Богдана Хмельницкого	аб	6.4	0.15	54.06	4.15	1.36	0.70293 (ж)
113/81(ац)	57. Атсонупури	б	5.8	0.03	50.60	3.95	0.29	0.70316 (ж)
107/81(ац)	58. Берутарубе	аб	6.0	0.30	55.37	4.06	0.21	0.70341 (ж)
	о. Кунашир							
36/25-77(ац)	59. Руруй	а	6.0	0.57	57.08	3.86	1.18	0.70323 (ж)
1961(в&г)	60. Тятя	б	5.9	0.13	51.54	5.00	0.44	0.70324 (в)
2074(в&г)	#	св	9.4	—	78.62	—	—	0.70368 (в)
38/20-77(ац)	61. Менделеева	р (ги)	10.8	0.36	76.46	0.51	0.97	0.70407 (ж)
1959(в&г)	#	а	7.0	0.23	62.93	2.82	0.44	0.70348 (в)
1959(в&г)	#	а (кв)	7.3	—	—	—	—	—
2001(в&г)	#	аб	5.6	0.20	56.27	4.30	0.23	0.70355 (в)

Примечание. В столбце I указаны авторы коллекций: (ов) - О.Н. Волюнец; (вп) - В.В. Пономарева; (мп) - М.Ю. Пузанков; (им) - И.В. Мелекесцев; (ик) - И.Т. Кирсанов; (юд) - Ю.М. Дубик; (аб) - А.Б. Белоусов (все - ИВГГ ДВО РАН); (вл) - В.Л. Леонов (ИВ ДВО РАН); (нв) - коллекция, собранная в рейсах НИС "Вулканолог" (ИВ ДВО РАН); (в&г) - В.И. Виноградов и В.С. Григорьев; (е&г) - В.А. Ерошев-Шак и В.С. Григорьев (ГИН РАН); (ац) - А.А. Цветков (ИГЕМ РАН). В столбце II: (а.з.) - ареальная зона, к - кальдера. В столбце III: б - базальт; аб - андезито-базальт; а - андезит; д - дацит; р - риолит; л - липарит; т - трахит; тр - трахириолит; к - комендит; лт - латит; св - силикатное включение (все - валовые пробы); кв - кварц; ол - оливин; пш - полевой шпат; пл - плагиоклаз; с - стекло; (и) - игнимбит; (ст) - спекшийся туф; (п) - пемза; (сп) - спекшаяся пемза; (пп) - пепел; (ги) - гидротермально-измененные породы; образцы без пометок в скобках - петрографически свежие лавы. В столбце IV: промилле относительно SMOW. В столбцах V, VI, VII и VIII: мас. % (в столбце V звездочкой отмечены ППК). В столбце IX: (в) - анализы изотопного состава стронция, выполненные в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (Виноградов и др., 1986; Волюнец и др., 1988; Vinogradov, 1995); (ж) - анализы изотопного состава стронция, выполненные в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ РАН (Журавлев и др., 1986; Zhuravlev et al., 1987).

Таблица 2. Средние величины $\delta^{18}\text{O}$ в эффузивах различных вулканических зон Камчатки и Курильских островов

Район, тип	Количество анализов	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{cp}} \pm 1\sigma$
Камчатка			
<i>Срединный хребет</i>			
основные	8	4.7–6.2	5.6 ± 0.5
средние	4	5.2–7.0	6.2 ± 0.8
кислые	7	5.0–8.3	6.6 ± 1.0
игнимбриты	8	2.6–6.8	4.8 ± 2.6
<i>Центральная депрессия</i>			
основные	12	5.7–7.7	6.5 ± 0.7
средние	6	5.4–7.4	6.6 ± 0.8
<i>Восточная зона</i>			
основные	9	5.0–7.3	5.9 ± 0.7
средние	14	4.0–7.9	6.6 ± 0.9
кислые	8	5.6–9.3	7.0 ± 1.4
игнимбриты	7	2.9–5.3	4.5 ± 0.8
<i>Южная зона</i>			
основные	6	5.3–6.3	5.9 ± 0.4
средние	12	5.3–8.0	6.5 ± 0.9
кислые	6	5.7–8.7	7.0 ± 1.1
игнимбриты	9	2.4–5.4	4.5 ± 0.9
Курилы			
основные	9	5.4–6.2	5.8 ± 0.3
средние (без Симушира)	14	5.5–6.5	6.2 ± 0.4
средние Симушир	8	5.5–7.8	6.8 ± 0.8
кислые	2	6.1–6.3	6.2 ± 0.1
игнимбриты	4	5.6–6.3	5.8 ± 0.3

высокие значения $\delta^{18}\text{O} = 6.5 \pm 0.7\%$. Средние величины $\delta^{18}\text{O}$ в лавах среднего и особенно кислого состава на Камчатке выше, нежели в аналогичных породах большей части Курил, исключая эффузивы вулканов о-ва Симушир и прилегающих к нему с северо-запада подводных вулканов, в которых установлены более высокие значения этого параметра (табл. 2). Низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ (2.4–6.8‰; средняя $4.6 \pm 1\%$) установлены практически во всех игнимбритах и спекшихся туфах, образованных в результате крупнейших эксплозивных извержений Камчатки (кальдеры Узон, Малый Семьячик, Горелый, Ксудач, Теклетунуп, Уксичан); для лав и пемз они не характерны: лишь в

4 образцах базальтов и андезитов обнаружены величины $\delta^{18}\text{O}$ в интервале 4–5‰.

Средние величины $\delta^{18}\text{O}$ дают лишь самое общее представление о гетерогенности пород Курило-Камчатской дуги в отношении изотопного состава кислорода, поскольку существенные различия в изотопном составе пород наблюдаются в пределах отдельных групп близрасположенных вулканов, например в Корякско-Авачинской группе, и даже в пределах одного вулкана. Опубликованные ранее данные по изотопному составу кислорода в породах вулканов Центральной депрессии (Иванов, Устинов, 1988; Dorendorf et al., 1997) в целом хорошо согласуются с нашими данными. В Восточной зоне Б.В. Иванов и В.И. Устинов (1988) обнаружили, однако, андезиты с величинами $\delta^{18}\text{O} > 8\%$, которых нет в нашей коллекции. Данные этих авторов не используются в дальнейшем обсуждении, так как не исключено, что они имели дело с несколько измененными породами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Постмагматические изменения. Разграничение магматических и постмагматических феноменов остается одной из основных методических проблем при интерпретации изотопных данных. В зоне гипергенеза вулканические породы, как известно, очень быстро подвергаются низкотемпературным изменениям, которые не всегда легко распознаются петрографическими методами. Поскольку при этом магматический материал замещается глинистыми минералами, основным доказательством связи изотопных вариаций с постмагматическими изменениями является их корреляция с концентрациями воды. Некоторые исследователи ошибочно полагают, что эта проблема касается только изотопного состава кислорода, однако и изотопный состав стронция, а в некоторых случаях и неодима, также подвержен постмагматическим изменениям, о чем свидетельствуют зависимости изотопного состава упомянутых элементов с концентрациями H_2O и величинами $\delta^{18}\text{O}$.

Как видно на рис. 2, в лавах Камчатки и Курил обогащение тяжелым изотопом кислорода начинает проявляться при концентрациях воды более 0.75 мас. %; эта величина и была принята нами в качестве верхнего допустимого для "свежих" образцов предела. Такой же метод селекции используется и другими исследователями (Harmon, Hoefs, 1993), хотя он, возможно, и не вполне эффективен. Известно, в частности, что в кислых стеклах при быстром охлаждении может сохраняться до 3–3.5 мас. % первичномагматической воды (Taylor et al., 1983; Newman et al., 1988), поэтому небольшое количество кислых лав и пемз, по-видимому, попало в разряд измененных незаслуженно. В некоторых случаях (например, для вулкана Шивелуч) наблюдается положительная корреляция

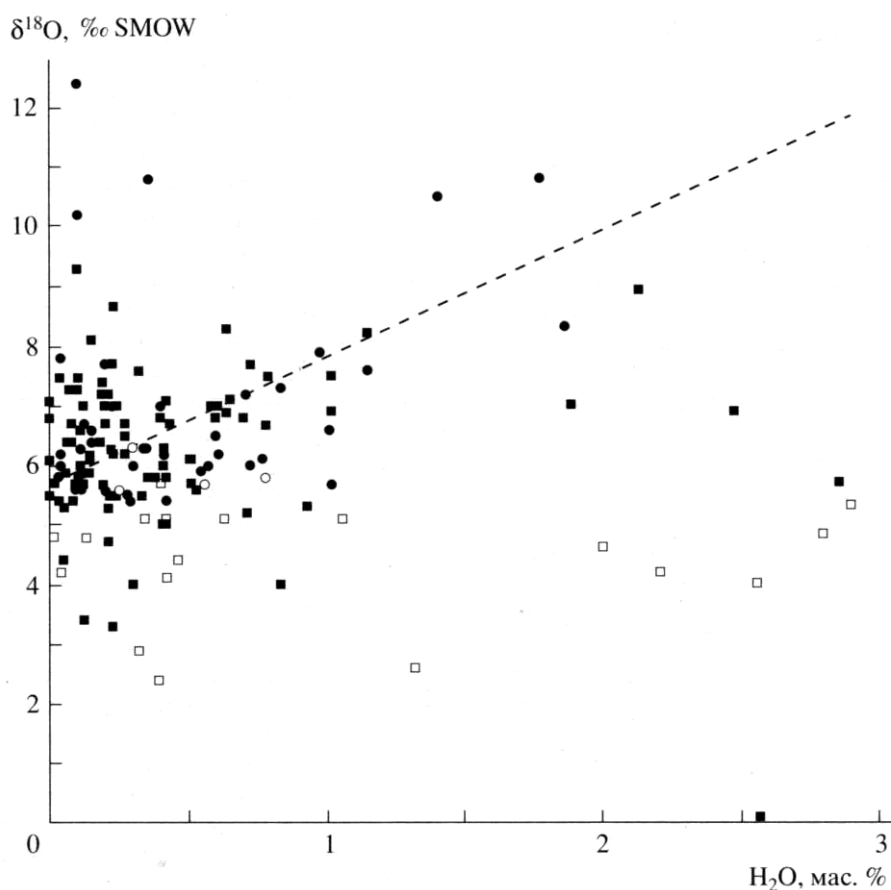


Рис. 2. Соотношение изотопного состава кислорода и концентраций воды в эффузивах Камчатки (квадраты) и Курильских островов (кружки).

Залитые фигуры соответствуют лавам и пемзам, незалитые - игнимбритам. Линия показывает корреляцию $\delta^{18}\text{O}$ и H_2O в измененных океанических базальтах (Muehlenbachs, Clayton, 1972).

ляция величин $\delta^{18}\text{O}$ с водой при концентрации последней менее 0.75 мас. %, причем подобная зависимость установлена в амфиболсодержащих породах исторических извержений, без каких-либо признаков постмагматических изменений. Возможно, и в данном случае таким образом проявляются магматические процессы, хотя вопрос нуждается в специальном изучении.

В разряд измененных отнесено также небольшое количество образцов с явными следами постмагматических изменений (дациты горы Белой в кальдере Узон, риолит (№ 38/20-77) с Горячего пляжа на восточном склоне вулкана Менделеева на о-ве Кунашир и некоторые другие), а также изотопно-тяжелые пемзовые включения в лавах вулканов Алаид и Тятя, представляющие собой, по-видимому, вспученные ксенолиты осадочных и гидротермально измененных пород. В целом идентификация высокотемпературных (более 100°C) изменений не представляет серьезной проблемы. Такие изменения обычно связаны с локальными проявлениями гидротермальной активности и легко устанавливаются петрографи-

ческими методами (Ерошев-Шак и др., 1998). В связи с этим представляется крайне маловероятным, что игнимбриды приобрели anomalously легкий изотопный состав кислорода при выпадении на увлажненную поверхность или в результате высокотемпературных гидротермальных процессов. Эти породы отбирались вдали от центров гидротермальной активности, занимают большие площади и состоят главным образом из свежего вулканического стекла с мелкими ксенолитами более основных лав, но без включений гидротермально измененных пород. Никакой зависимости между изотопным составом кислорода и концентрацией воды в игнимбридах не наблюдается (рис. 2).

Следует отметить, что вопросы, касающиеся изменений изотопного состава кислорода в породах, подвергшихся кратковременному воздействию поверхностных вод при фреатических взрывах, изучены в настоящее время недостаточно. В проанализированных нами образцах базальтов последнего извержения вулкана Карымский (1996 г.), которое произошло на дне озера и имело

фреатомагматический характер (Муравьев и др., 1997), сдвигов в изотопном составе кислорода не обнаружено, причем внешняя, дезинтегрированная в результате контакта с водой часть вулканической бомбы (№ Кр-96-б-27) не отличается по изотопному составу от неизменной внутренней части (№ Кр-96-б-3).

Фракционная кристаллизация. Наиболее распространенным объяснением магматического разнообразия в зонах перехода океан-континент является кристаллизационная дифференциация (Эволюция изверженных..., 1983; Бабанский и др., 1983). Однако влияние этого процесса на изотопный состав кислорода не велико. Оценки изотопного фракционирования в системе кристалл-расплав, сделанные различными авторами на основании экспериментальных данных, а также путем прямых измерений изотопного состава в минералах-вкрапленниках и вмещающей массе, мало отличаются между собой. По данным Андерсона с соавторами (Anderson et al., 1971), наиболее распространенные кристаллы-вкрапленники (плагиоклаз и пироксен) обеднены ^{18}O по отношению к вмещающей массе не более чем на 0.2%, а это при кристаллизации 80% магмы (что соответствует примерно началу кристаллизации дацита) дает обогащение остаточного расплава ^{18}O на 0.15-0.25%.

По мнению большинства исследователей (Taylor, 1977; Matsuhisa, 1979; Muehlenbachs, Bierly, 1982; Ito, Stern, 1986; Taylor, Sheppard, 1986; Woodhead et al., 1987), обогащение остаточного расплава ^{18}O при кристаллизации в замкнутой системе (релеевском процессе) не превышает 0.3% $\delta^{18}\text{O}/10\% \text{ SiO}_2$, следовательно на уровне риолита обогащение может достигать 0.6-0.8%.

Отметим, что более реалистичной моделью является не кристаллизация в закрытой системе, а кристаллизация, сопровождающаяся периодическим поступлением в камеру новых порций магмы (O'Hara, Mathews, 1981). В этом случае (при отсутствии контаминации) процесс может быть уподоблен дистилляции при постоянном объеме, а максимально достижимый эффект, согласно А.И. Бродскому (1954), не будет превышать величины фракционирования - а данном случае 0.3%.

Как видно из диаграмм $\delta^{18}\text{O}$ - SiO_2 (рис. 3), фигуративные точки, соответствующие продуктам извержения некоторых вулканов Курило-Камчатской дуги (вулкан Ильинский на юге Камчатки, а также большая часть вулканов Курил, исключая вулканы о-ва Симушир и прилегающих к нему с северо-запада подводные вулканы Пегас и Лисянского) не выходят за пределы поля кристаллизационной дифференциации. Однако основная масса фигуративных точек на этих диаграммах расположена вне поля кристаллизацион-

ной дифференциации. Следовательно, помимо фракционной кристаллизации, существовал другой процесс, активно влиявший на изотопный состав кислорода в эффузивах - можно предполагать, что это была коровая контаминация, которая сопровождала дифференциацию магм.

Контаминация. Как уже отмечалось ранее, в зоне перехода океан-континент контаминация может происходить как в мантии в результате субдукции, так и в коровых магматических камерах и подводных каналах. Источником материала, обогащенного изотопом ^{18}O и радиогенным стронцием, и в том и в другом случае могут быть океанические осадки, метаморфические породы, измененные океанические базальты, а также флюиды и расплавы, уравновешенные с этими породами. В районе Курил и Камчатки различие между перечисленными выше породами по изотопному составу кислорода и стронция не велико, что делает весьма трудным точную идентификацию контаминанта. Есть, тем не менее, по крайней мере, один надежный признак, по которому можно отличить контаминацию мантийного источника магм от контаминации магмы: контаминация источника должна проявляться, прежде всего, в составе исходной базальтоидной магмы, тогда как в магматических камерах контаминация сопровождается дифференциацией и должна усиливаться от основных пород к кислым. Вполне определено такая тенденция проявляется в эффузивах в Восточной и Южной вулканических зон (рис. 3), исключая расположенный на самом юге вулкан Ильинский. В среднем величины $\delta^{18}\text{O}$ в эффузивах Восточной и Южной вулканических зон увеличиваются на 1-1.1% при увеличении концентраций SiO_2 на каждые 10%, что в 3-4 раза больше, чем при фракционной кристаллизации в закрытой системе. Опираясь на изотопные данные невозможно однозначно утверждать, что магмы Восточной и Южной вулканических зон контаминированы сиалическим материалом, хотя такая вероятность представляется весьма высокой. Как было установлено еще Боуэном (Bowen, 1928), добавление к магме твердого материала не должно существенно сказываться на составе дифференциатов, поскольку ассимиляция вызывает интенсивное выпадение тех минералов, которые выравнивают влияние добавленного материала. Ассимиляция может, однако, существенно изменить соотношение изверженных продуктов: добавление мафического материала ведет к сокращению, а добавление сиалического - к увеличению объема кислых дифференциатов (Bowen, 1928; Мак-Берни, 1983). Достаточно широкое распространение в Восточной и Южной вулканических зонах эффузивов кислого состава и их изотопные характеристики не противоречат предположению о взаимодействии магм с породами сиалического фундамента, сходными с теми,

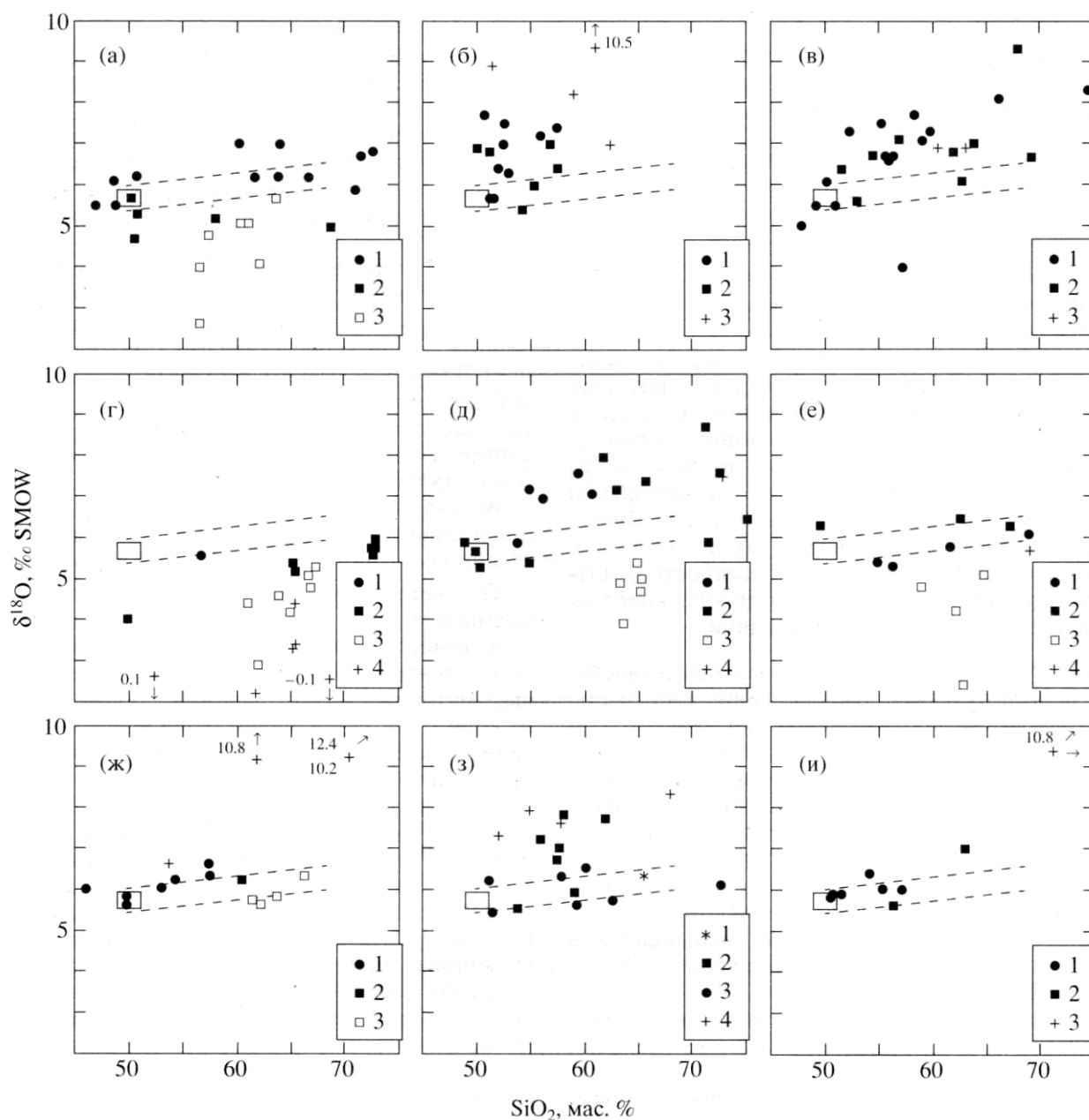


Рис. 3. Соотношение изотопного состава кислорода и содержаний SiO_2 в эффузивах различных районов Камчатки и Курил.

(а) - Срединный хребет (1 - вулканы Белоголовский, Теклетунуп, Ичинский и Хангар; 2 - вулкан Уксичан; 3 - игнимбриты вулканов Уксичан и Теклетунуп); (б) - Центрально-Камчатская депрессия (1 - вулкан Шивелуч; 2 - Ключевская группа); (в) - Восточная Камчатка I (1 - Авачинская группа; 2 - вулканы Кизимен, Крашенинникова, Таушиц, Карымский, Дзензур); (г) - Восточная Камчатка II (1 - вулкан Малый Семячик; 2 - в. и кальдера Узон; 3 - игнимбриты вулканов Узон и Малый Семячик); (д) - Южная Камчатка I (1 - вулкан Опала; 2 - вулканы Горелый и Мутновский; 3 - игнимбриты вулкана Горелый); (е) - Южная Камчатка II (1 - вулкан Ильинский; 2 - вулканы Ксудач и Дикий Гребень; 3 - игнимбриты вулкана Ксудач); (ж) - Северные Курилы (1 - вулканы Алайд, Чикурачки, Белянкина, Авось, Маканруши, Чиринкотан, Экарма, Ловушки; 2 - вулкан Немо; 3 - игнимбриты вулкана Немо); (з) - Центральные Курилы (1 - вулкан Ушишир; 2 - вулканы Лисянского, Пегас, Прево, Заварицкого, Мильна; 3 - вулканы Черный, Броутон, Вавилова, Горшкова); (и) - Южные Курилы (1 - вулканы Демон, Богдана Хмельницкого, Атсонопури, Берутарубе, Руруй, Тятя; 2 - вулкан Менделеева). На всех графиках: прямоугольник - базальты срединных хребтов Тихого океана (Ito et al., 1987); пунктирные линии - вероятный тренд, обусловленный кристаллизационной дифференциацией (Ito, Stern, 1986; Taylor, Sheppard, 1986; Woodhead et al., 1987); крестиками показаны лавы и пемзы с повышенным содержанием H_2O .

которые выходят на поверхность в южной части Срединного хребта и в Ганальском выступе. Величины $\delta^{18}\text{O}$ в развитых здесь гранито-гнейсах, кристаллических сланцах и филлитах в основном располагаются в интервале 8-12‰, (в среднем $10.2 \pm 1.6\%$), а отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (современные) составляют в этих породах 0.706-0.710 (в среднем 0.7075 ± 0.001) (Vinogradov, 1995). Сопоставляя эти величины с изотопным составом наиболее контаминированных пород Восточной Камчатки – риолитов вулкана Крашенинникова ($\delta^{18}\text{O} = 9.3\%$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70399$) – можно прийти к выводу, что в них содержится порядка 50% корового кислорода и до 25% корового стронция. Некоторые исследователи полагают, что ассимиляция столь значительных количеств вмещающих пород не соответствует энергетическим возможностям магмы. Следует, однако, учитывать, что объем риолитов составляет не более 10% от общего объема островодужных магм, а ограничения термодинамического характера не распространяются на изотопные системы, контаминация которых суммируется в ходе дифференциации.

Как уже отмечалось выше, базальты и андезитобазальты вулканов, расположенных на севере Центрально-Камчатской депрессии, заметно обогащены ^{18}O и радиогенным стронцием по сравнению с аналогичными породами других районов. Можно было бы предположить, что это отличие связано с особенностями субдукции на севере дуги, например с тем, что здесь в мантию субдуцируется относительно большее количество осадочного материала. Такое предположение, однако, трудно согласовать с заметным уменьшением в породах вулканов Ключевской группы концентраций ^{10}Be , которые не превышают здесь 1×10^6 атом/грамм, что соответствует менее, чем 1% осадков, попадающих в зону магмогенерации (Цветков и др., 1989). Близкие оценки (-1-2% осадков) получены на основании изучения в породах Ключевской группы изотопов свинца (Kersting, Arculus, 1995). Столь незначительная примесь осадочного материала не могла заметно сказаться на изотопном составе кислорода. По мнению Дорендорфа с соавторами (Dorendorf et al., 1997), основную роль в обогащении магм Ключевского вулкана изотопами ^{18}O и ^{87}Sr играют флюиды, высвобождающиеся при дегидратации погруженных в мантию измененных океанических базальтов. Такое объяснение снимает ряд проблем геохимического характера, однако порождает другие. Прежде всего, следует отметить, что авторы (Dorendorf et al., 1997) используют явно завышенные величины $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде (12-15‰) и соответственно преуменьшают его количество, несоответствие с количеством плавящегося мантийного материала (15-22%). На самом деле, величины $\delta^{18}\text{O}$ в измененных океанических базальтах в ос-

новном располагаются в интервале 9—12‰ при средней величине близкой к 10‰ (Muehlenbachs, Clayton, 1972; Muehlenbachs, 1986). Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в отделяющемся флюиде вряд ли могут быть выше этой величины, даже если пренебречь вкладом в дегазацию океанической коры метаморфизованных габбро и серпентинитов, характеризующихся существенно более низкими величинами $\delta^{18}\text{O} < 6\%$. Чтобы получить наиболее контаминированные базальты вулканов Ключевского и Шивелуч ($\delta^{18}\text{O} = 7.5-7.7\%$), мантийный материал необходимо смешать с флюидом в пропорции 1:1, что представляется малореалистичным. Даже если принять гипотезу экстраординарной контаминации мантийного источника в зоне Центральной депрессии, необходимо ответить на вопрос, почему тот же механизм не действует в Восточной и Южной зонах Камчатки и в Курильском секторе дуги, которые по условиям субдукции и характеру субдуцируемого материала существенно не отличаются от севера Камчатки.

По нашему мнению нельзя исключить, что магмы вулканов, расположенных в Центральной депрессии, были также контаминированы в коровых условиях, но не сиалическим, а метабазитовым материалом, который имел более высокие, нежели в исходной магме отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и величины $\delta^{18}\text{O}$ но близкие концентрации кремнезема. Такое предположение не противоречит существующим представлениям о геологическом строении фундамента севера Камчатки (Шапиро и др., 1987). Наиболее крупный блок океанической коры, аккрезированной к Камчатке в мел-палеогеновое время (Зинкевич и др., 1993), выходит на поверхность в непосредственной близости от вулканов северной группы – на полуострове Камчатского мыса. Мы также не исключаем, что важная роль в процессе взаимодействия магм с вмещающими породами могла принадлежать высококонцентрированным рассолам, но считаем преждевременным обсуждать эту гипотезу в деталях.

На большей части Курильских островов эффузивы в целом достаточно слабо отличаются по изотопному составу кислорода от эффузивов внутриокеанических островных дуг (например, Идзу-Марианской, Ito, Stern, 1986; Woodhead et al., 1987) и MORB. Не устанавливается на Курилах и значительных различий в изотопном составе основных, средних и кислых пород, из чего можно заключить, что дифференциация магм происходила либо в закрытой системе, либо при взаимодействии с породами, мало отличающимися по изотопным характеристикам от магм. Небольшое обогащение эффузивов Курильских островов радиогенным стронцием по сравнению с океаническими базальтами удовлетворительно объясняется добавлением в зону магмогенерации 1-2% осадочного материала, что не противоречит

данным по другим изотопным системам (Цветков и др., 1989; Taran et al., 1997).

Сейсмологические исследования не дают в настоящее время ясного ответа на вопрос, чем отличаются структуры земной коры под Курильскими островами и Южной и Восточной Камчаткой. Тем не менее можно констатировать, что влияние земной коры на изотопный состав в меньшей мере проявлено для пород Курильских островов и в большей мере - для пород Восточной и Южной зон Камчатки. Исключение составляют эффузивы вулканов о-ва Симушир и прилегающих к нему с запада подводных вулканов, в которых величины $\delta^{18}\text{O}$ выше, чем в породах остальной части

Курил, и близки к таковым в породах Восточной и Южной зон Камчатки. Основываясь на изотопных данных нельзя исключить наличие в районе острова Симушир крупного блока молодой сиалической коры, хотя совершенно неясно, как связать это предположение с геофизическими данными, согласно которым земная кора в районе Центральных Курил отличается наименьшей мощностью.

Средние величины $\delta^{18}\text{O}$ в эффузивах Среднего хребта заметно ниже, чем в эффузивах остальной части Камчатки, и, на первый взгляд, свидетельствуют против заметной коровой контаминации. Такой вывод представляется, однако,

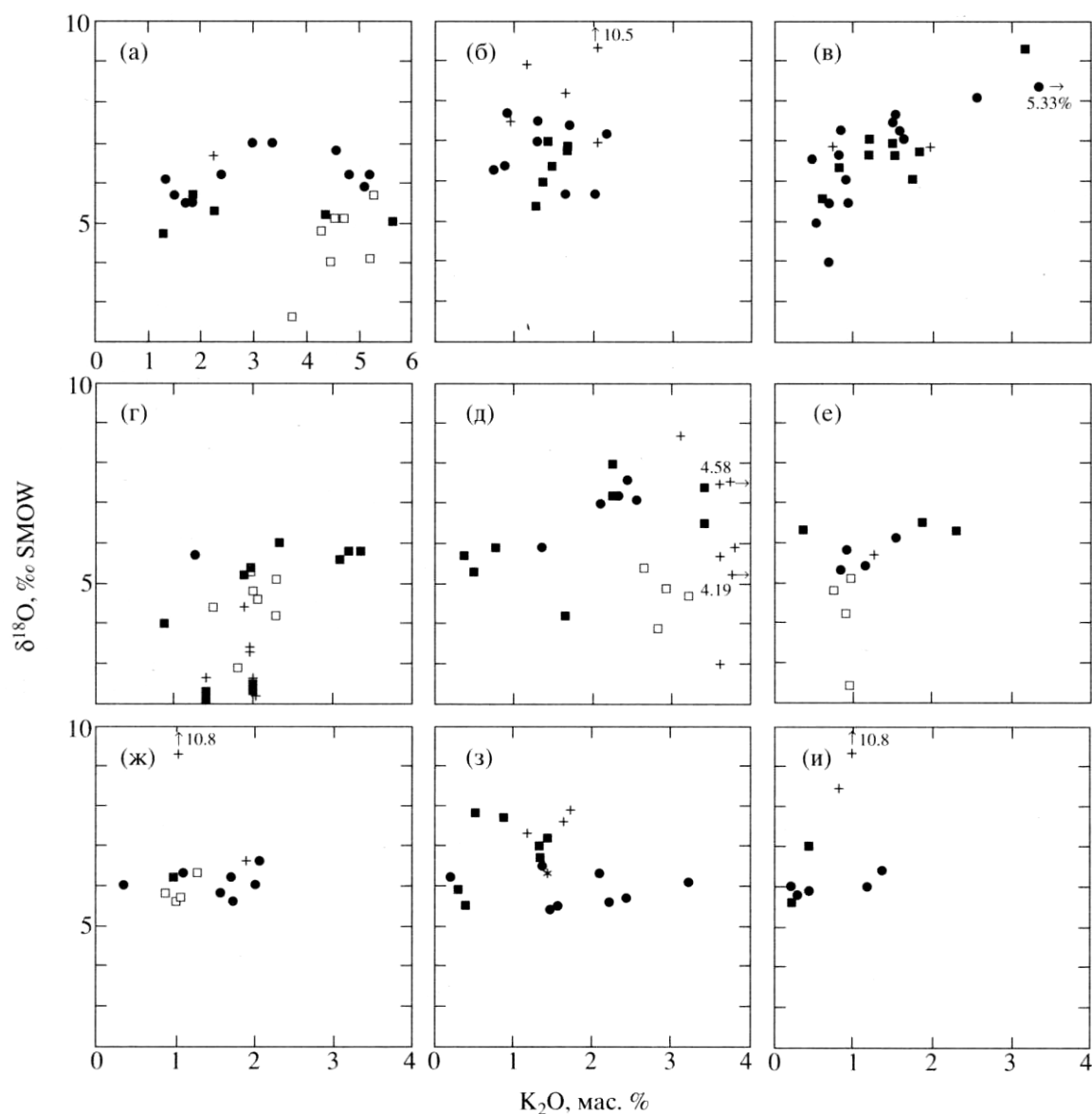


Рис. 4. Соотношение изотопного состава кислорода и содержаний K_2O в эффузивах различных районов Камчатки и Курил.

Условные обозначения см. рис. 3.

преждевременным: большой разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ и наличие образцов с пониженными величинами $\delta^{18}\text{O}$ говорит о достаточно активном взаимодействии с вмещающими породами. Ниже мы рассмотрим происхождение пород с аномально легким изотопным составом кислорода более детально, здесь отметим лишь, что влияние изотопно-легкого контаминанта может отчасти затушевывать контаминацию лав Срединного хребта изотопно-тяжелым сиалическим материалом. Следует также принимать во внимание, что по вулканам Срединного хребта мы располагаем сравнительно небольшим количеством анализов.

На рисунке 4 показано соотношение изотопного состава кислорода с содержанием K_2O . Хорошо известно, что повышенные концентрации калия характерны для вулканов, расположенных в тыловой части Курило-Камчатской дуги (Горшков, 1967; Геохимическая типизация..., 1990; Подводный вулканизм..., 1992), хотя иногда щелочность существенно меняется и в продуктах одного вулкана (см. приложение к данной статье). Для эффузивов Южной и Восточной Камчатки харак-

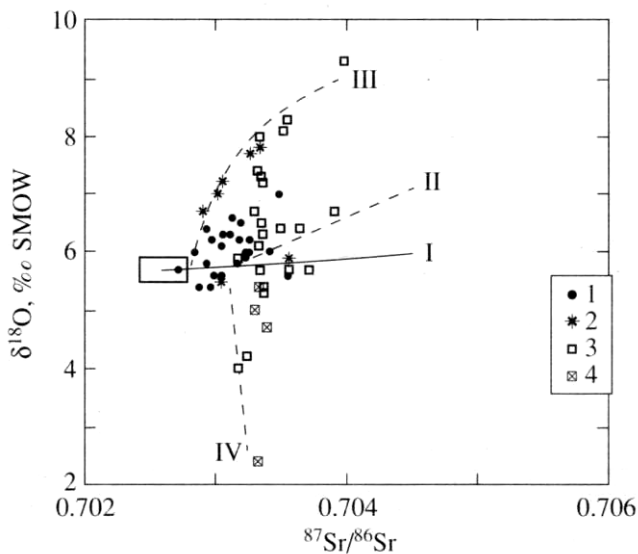


Рис. 5. Проявление условий контаминации в Sr-O изотопной систематике.

I - контаминация мантийного источника субдуцированным коровым материалом (мантийный метасоматоз): $\delta^{18}\text{O}$ контаминанта = 12.0 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7075$, содержание Sr в магме в 10 раз выше содержания Sr в контаминанте ($\text{Sr}_M/\text{Sr}_K = 10$). II-IV - контаминация магм в магматических камерах и подводящих каналах: II - $\delta^{18}\text{O}$ контаминанта = 10.0 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7075$, $\text{Sr}_M/\text{Sr}_K = 1$; III - $\delta^{18}\text{O}$ контаминанта = 10.0 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7075$; $\text{Sr}_M/\text{Sr}_K = 0.1$; IV - взаимодействие с термальными водами атмосферного происхождения. 1 - Курилы, кроме района о-ва Симушир; 2 - вулканы о-ва Симушир и прилегающие к нему с северо-запада подводные вулканы; 3 - лавы Камчатки; 4 - игнимбриты Камчатки.

терна положительная корреляция величин $\delta^{18}\text{O}$ с концентрациями калия. Средние и кислые породы западных, тыловых, вулканов Авачинской группы имеют на 0.5-1.0‰ более высокие величины $\delta^{18}\text{O}$, чем аналогичные породы восточных вулканов (Авачинского и Козельского). Сходная закономерность обнаруживается в ряду вулканов: Мутновский-Горелый-Опала, Ильинский-Дикий Гребень, причем на вулкане Опала высококальциевые андезиты и андезитобазальты посткальдерного этапа ($\delta^{18}\text{O} = 7.0-7.6$) контаминированы сильнее, чем умереннокальциевый андезитобазальт докальдерного этапа ($\delta^{18}\text{O} = 5.9$, обр. № 86224). Для Курил такая корреляция не характерна.

Камчатка не единственный район, где наблюдается одновременный рост величин $\delta^{18}\text{O}$ и содержания калия в породах от фронтальных к тыловым зонам. Ранее сходная закономерность отмечалась для вулканических пород Японии (Matsuhisa et al., 1973). Хотя ассимиляция пород сиалического фундамента, несомненно, может привести к обогащению магм калием, мы не считаем этот процесс в данном случае определяющим, поскольку на Курилах связь щелочности с контаминацией не устанавливается. Полученные результаты показывают, тем не менее, что обогащение магм калием нередко сопровождается контаминацией коровым материалом и, следовательно, как-то связано с процессами в подводящих системах. Обсуждение возможной природы этих процессов выходит за рамки данной статьи.

По мнению ряда исследователей (Taylor, 1980; James, 1981; Taylor, Sheppard, 1986), соотношения изотопного состава кислорода и стронция при мантийной и коровой контаминации также могут существенно различаться: при коровой контаминации (ассимиляции вмещающих пород в магматических камерах), линия смешения Sr-O должна представлять собой гиперболу, выгнутую "вверх", поскольку концентрации стронция в сиалическом фундаменте близки к таковым в магме или несколько ниже; при контаминации источника (мантийном метасоматозе под влиянием флюида, отделившегося от субдуцированной коры) линия смешения должна представлять собой гиперболу, выгнутую "вниз" (рис. 5), поскольку флюид, образованный в результате дегидратации погруженных в мантию осадков, должен быть резко обогащен некогерентными элементами, и в частности Sr. Sr-O изотопная систематика эффузивов Курило-Камчатской дуги (рис. 5 и 6) вполне подтверждает существование коровую природу контаминации лав Камчатки: на диаграммах соответствующие им фигуративные точки лежат либо на прямой линии, связывающей средние величины, полученные для Курил, с характеристиками сиалического фундамента Камчатки, либо на гиперболе, выгнутой "вверх". Отметим, что точки

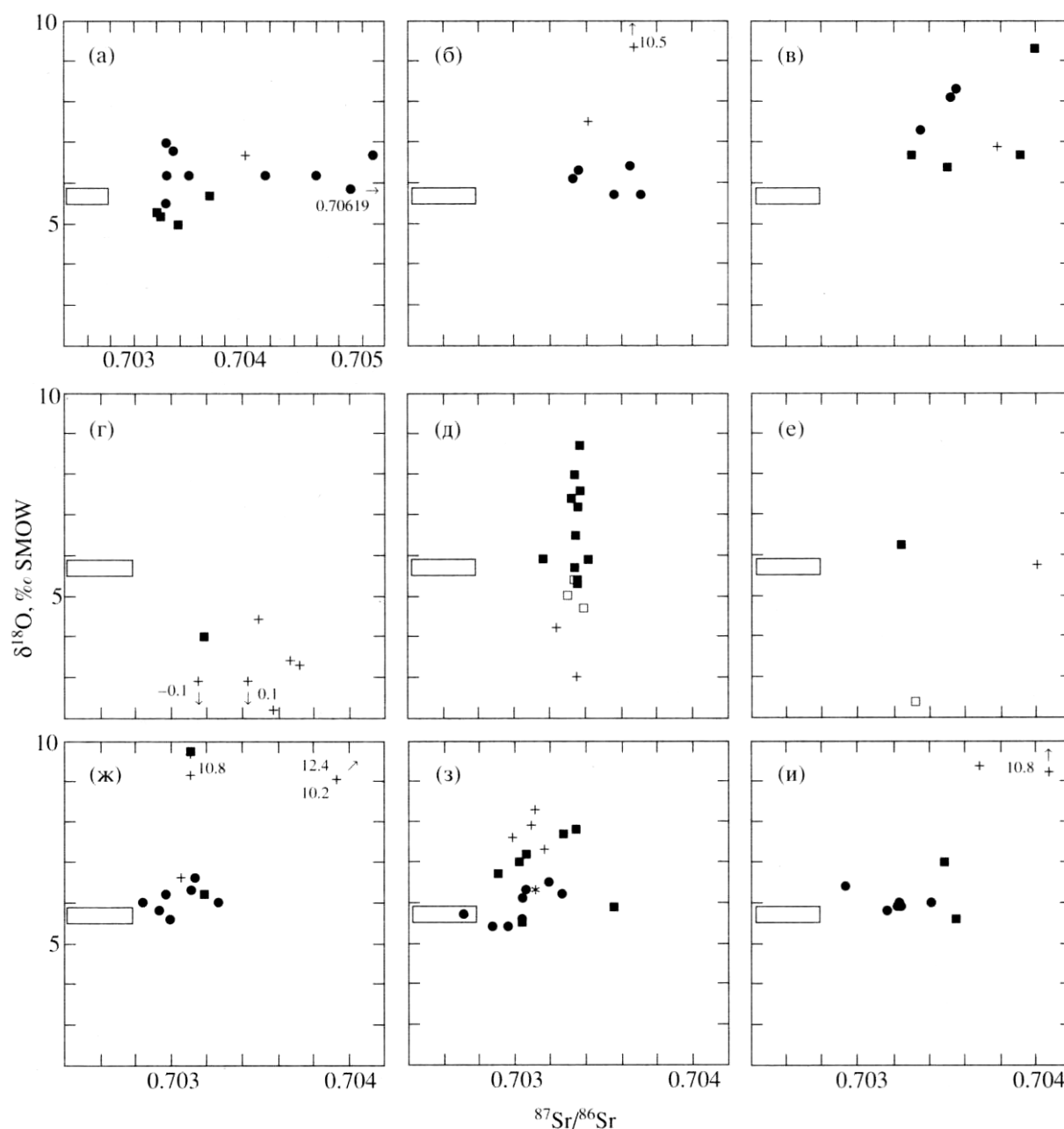


Рис. 6. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в эффузивах различных районов Камчатки и Курил. Условные обозначения см. рис. 3.

составов лав вулканов о-ва Симушир в основном принадлежат тренду эффузивов Камчатки (рис. 5). Субдукционные процессы, вероятно, обеспечивают характерный для большей части эффузивов Курил небольшой (по отношению к MORB) сдвиг изотопных отношений стронция, не сопровождающийся заметным изменением изотопного состава кислорода.

Эффузивы Срединного хребта по изотопным характеристикам практически не отличимы от эффузивов Восточной зоны. Значительно более

высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0.70619) отмечены в щелочных лавах вулкана Белоголовский (рис. 6а), но только в разностях с очень низкими концентрациями стронция (<50 ppm). Отчетливая корреляция отношений и концентраций стронция вулкана Белоголовский (рис. 7), а также значительное различие изотопного состава стронция в полевом шпате и основной массе породы (обр. № 6296) свидетельствует о том, что контаминация и здесь связана с коровыми, а не мантийными процессами. Относительный объем контаминанта в дан-

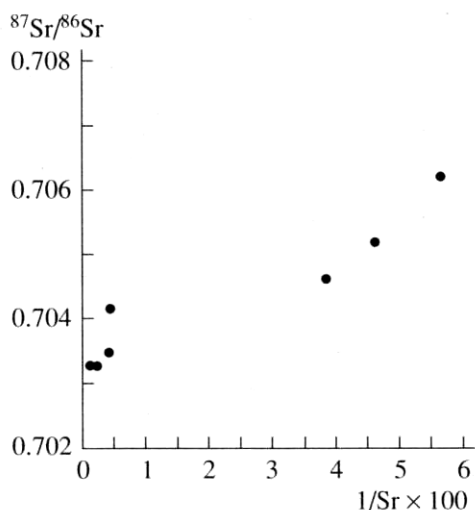


Рис. 7. Соотношение изотопного состава и концентраций стронция в породах вулкана Белоголовский.

ном случае мог быть очень небольшим, поэтому контаминация практически не проявилась в изотопном составе кислорода.

Магмы с аномально низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ встречаются на Земле достаточно редко. Для объяснения этого феномена выдвигались две гипотезы. Согласно первой, более распространенной, такие магмы образуются в результате ассимиляции гидротермально измененных пород (Taylor, 1977; 1986; Muehlenbachs et al, 1984; Vascon et al., 1989; Grunder, 1987); согласно второй – в результате непосредственного взаимодействия с магмой термальных вод поверхностного происхождения (Lipman Friedman, 1975; Hildreth et al., 1984; Harris Erlank, 1992). Аргументы тех, кто считает прямое проникновение воды из вмещающих пород в магму маловероятным, сводятся к следующему:

- магматическое тело окружено оболочкой горячих и, следовательно, пластичных и непроницаемых для воды пород;

- вода в породе находится под гидростатическим, а магма в камере – под более высоким литостатическим давлением;

- магма имеет очень высокую вязкость и низкую проницаемость, исключаящую интенсивную диффузию воды.

Эти аргументы для некоторых ситуаций (например для крупных гранитных батолитов, кристаллизующихся на глубине 5-10 км) могут быть вполне справедливы. В целом же они недостаточно убедительны. Пластичная оболочка близповерхностных магматических тел в сейсмически активной зоне и крайне динамичной вулканической системе вряд ли может быть абсолютно непроницаемой. Давление воды в породе при опре-

деленных условиях может превысить литостатическое. Это может происходить под влиянием различных факторов: при быстром прогреве пород, при закупорке гидротермальных каналов в результате интенсивного минералообразования, при изоляции насыщенных водой блоков фундамента многоярусными sillами и секущими дайками, подобными тем, которые описаны в подводящей системе ареальных игнимбритовых извержений на Валагинском хребте (Шанцер, Краевая, 1980). Проникновение и миграция воды в магме может осуществляться не только путем диффузии, но и путем фреатомагматических прорывов, описанных в классических трудах по вулканологии (Ритман, 1964; Лучицкий, 1971; Макдональд, 1975). Симанович с соавторами (1988) отмечали признаки растворения воды при ее испарении сквозь лавы, излившиеся на увлажненную поверхность; в близповерхностных магматических камерах такого рода процессы могут, несомненно, протекать значительно интенсивней.

На Камчатке аномально низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ характерны для вполне определенного типа пород – игнимбритов и спекшихся туфов, образованных в результате крупнейших эксплозивных извержений в районах кальдер Узон, Малый Семьячик, Ксудач, Горельый, Уксичан, Теклетунуп. Важнейшей особенностью игнимбритовых магм является их высокая флюидизированность – перенасыщенность H_2O (Шеймович, 1979; Шанцер, Краевая, 1980; Гриб, Леонов, 1993). Учитывая это обстоятельство, можно полагать, что в образовании игнимбритов Камчатки прямое проникновение воды в магму играло более важную роль, нежели ассимиляция гидротермально измененных пород. Этот вывод следует также из соображений масс-баланса. Величины $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных и термальных водах Камчатки в основном колеблются в пределах -10..-15 (Есиков, 1989); принимая для исходных магм величину $\delta^{18}\text{O} = 6.0$, нетрудно рассчитать количество воды, необходимое для формирования изотопно-легких игнимбритов. В среднем оно не превышает 10%, а для образцов, наиболее обогащенных легкими изотопами кислорода – 25-30% по отношению к магме. Величины $\delta^{18}\text{O}$ в гидротермально измененных породах Камчатки значительно выше, чем в термальных водах: в относительно высокотемпературной (250°C) и активной Мутновской парогидротермальной системе (Таран и др., 1987) они колеблются от -1.0 до 6.2‰ ($\delta^{18}\text{O}$ ср. = $3.25 \pm 2.15\%$), в кальдере Узон (Ерошев-Шак и др., 1998) – от -0.1 до 4.4‰ ($\delta^{18}\text{O}$ ср. = $2.2 \pm 1.9\%$), в районе Ахотенского массива (Vinogradov, 1995) – от -2.1 до 5.6‰ ($\delta^{18}\text{O}$ ср. = $2.65 \pm 2.5\%$). Таким образом можно заключить, что для образования игнимбритов необходимо было скорее переплавление, чем ассимиляция магмой гидротермально измененных пород. Объяснить в этом случае эксплозивный характер из-

вержений было бы крайне трудно. Нельзя не отметить также, что среди игнимбритов преобладают кислые разности, тогда как гидротермально измененные породы на Камчатке могут иметь самый разный состав; никакой корреляции величин $\delta^{18}\text{O}$ и концентраций SiO_2 в игнимбритах не наблюдается (рис. 3). В целом мы склонны полагать, что контаминация игнимбритовых магм изотопно-легким материалом, которая, по-видимому, сопровождается флюидизацией, изменяет в основном физический, а не химический состав этих магм.

Наряду с игнимбритами, аномально легкий изотопный состав кислорода имеют некоторые образцы лав, включая базальты и андезиты. Большая часть таких образцов обнаружена в ассоциации с изотопно-легкими игнимбритами в районах вулкана Уксичан, кальдер Узон и вулкана Горелый. В некоторых случаях (например для вулкана Уксичан и сопредельной ареальной зоны) нельзя исключить контаминацию магм изотопно-легкими игнимбритами, которые они прорывают. Однако базальт вулкана Узон с аномально легким изотопным составом кислорода имеет более древний возраст, чем игнимбриты, и, следовательно, не может быть контаминирован игнимбритами. В этом случае подобная ассоциация свидетельствует, скорее, об общей особенности территории, по-видимому, длительное время находящейся в зоне высокой гидротермальной активности.

Мы рассмотрели две контрастные в отношении изотопного состава кислорода группы пород, в которых отчетливо проявлена контаминация либо изотопно-легким, либо изотопно-тяжелым материалом. Очевидно, однако, что оба эти процесса могут проявляться одновременно, отчасти нейтрализуя друг друга. Примером такой нейтрализации, возможно, являются породы Срединного хребта. Как видно на рис. 3а и 4а, соотношение величин $\delta^{18}\text{O}$ с концентрациями SiO_2 и K_2O здесь носит довольно сложный характер: от основных пород к средним величинам $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются одновременно с увеличением содержаний SiO_2 и K_2O , но в кислых разностях значения $\delta^{18}\text{O}$ несколько уменьшаются, приближаясь к полю игнимбритов с аномально легким изотопным составом кислорода. Сходные процессы, возможно, имели место при формировании комплекса пород, слагающих кальдеру и вулкан Горелый (рис. 3д и 4д).

Ранее различными авторами были представлены общие схемы изменений изотопного состава бериллия (Цветков и др., 1989), стронция (Вольнец и др., 1988; Подводный вулканизм..., 1992; Volynets, 1994) и водорода (Tagan et al., 1997) по простиранию Курило-Камчатской дуги. На рис. 8 к этим схемам добавлены полученные нами данные по кислороду. Несомненно определенная

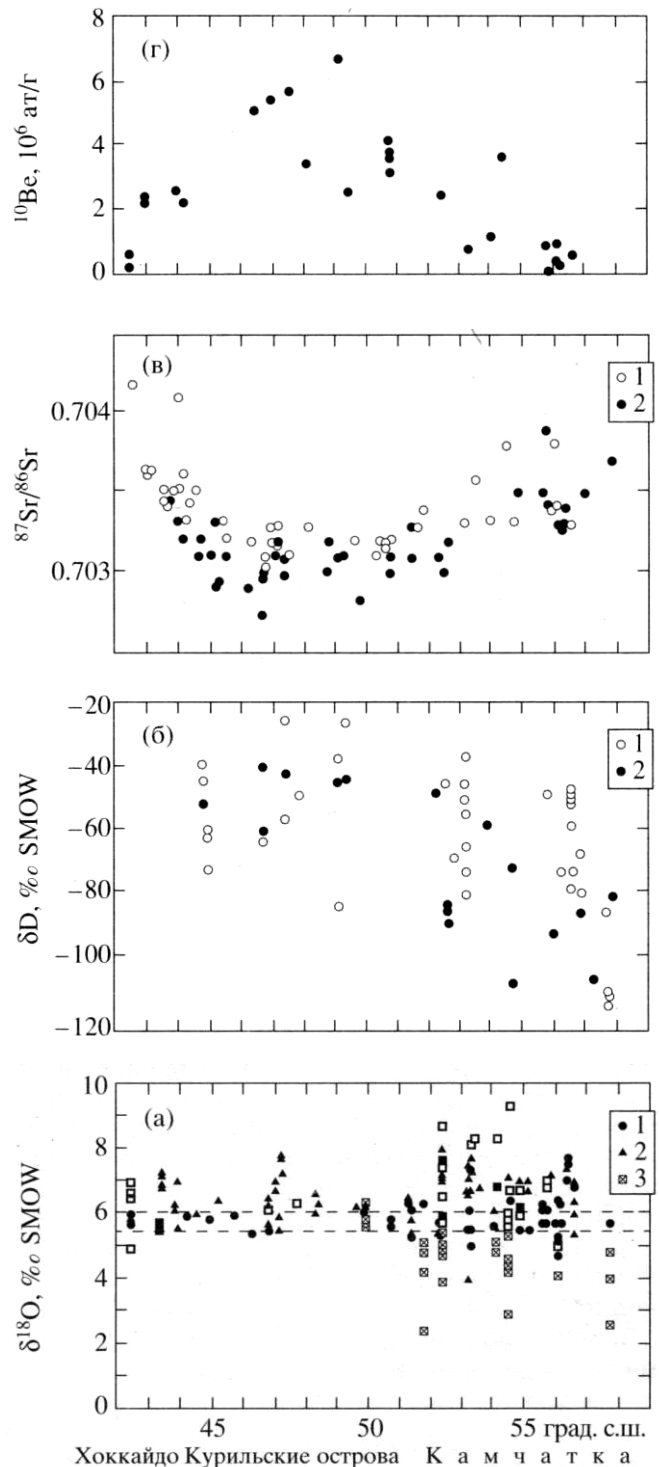


Рис. 8. Вариации изотопного состава, (а) - кислорода (Курилы и Камчатка - представленная статья, Хоккайдо - (Matsuhisa, 1979), (б) - водорода (Tagan et al., 1997), (в) - стронция (Вольнец и др., 1988; Подводный вулканизм..., 1992; Volynets, 1994) и (г) - бериллия (Цветков и др., 1989) по простиранию Курило-Камчатской дуги; а: 1 - базальты, 2 - андезиты и андезито-базальты, 3 - дациты и риолиты, 4 - игнимбриты; б: 1 - амфиболы, 2 - слюды; в: 1 - фронтальная зона, 2 - тыловая зона.

синхронность в изменении различных изотопных систем, которая осложняется флюктуациями второго порядка. Наиболее высокие концентрации ^{10}Be , низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высокие величины δD установлены в центральной и северной частях Курильского сектора. Можно предположить, что здесь изотопные характеристики эффузивов в наименьшей степени искажены взаимодействием с вмещающими породами в магматических камерах и подводящих каналах. Данные по кислороду в целом не противоречат этому выводу, если исключить изотопную аномалию в эффузивах о-ва Симушир, которая нуждается в дальнейшем исследовании. Отметим, что в породах о-ва Симушир наблюдается также некоторое увеличение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. К северу - на Камчатке - породы обогащаются радиогенным стронцием и "коровым" изотопом ^{18}O и одновременно обедняются ^{10}Be и дейтерием; наряду с обогащенными ^{18}O лавами на Камчатке появляются изотопно-легкие игнимбриты. Аналогичные изменения изотопных составов происходят в эффузивах, расположенных южнее - на японских островах (исключая водород, исследования которого в японских эффузивах в таком объеме, как в камчатских эффузивах не проводилось, и кислород в игнимбритах, возможно по той же причине).

Вероятные причины увеличения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и величин ^{18}O были рассмотрены выше. Снижение концентраций ^{10}Be в эффузивах на севере Камчатки и в породах о. Хоккайдо, вероятно, связано отчасти с "разбавлением" субдуцируемой компоненты в результате ассимиляции пород, слагающих стенки магматических камер и подводящих каналов, и отчасти - с увеличением времени подъема магм в районах с более мощной корой. Уменьшение величин δD в породах, изливающихся в субаэральных условиях, несомненно, является следствием появления во вмещающих магмы породах вод атмосферного происхождения. Не случайно наиболее низкие величины δD зарегистрированы в амфиболах и слюдах вулканов Уксичан и Теклетунуп, с которыми связаны обширные поля игнимбритов с аномально низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные, которыми мы располагаем в настоящее время, позволяют наметить лишь самые общие закономерности формирования изотопного состава кислорода в эффузивах Курило-Камчатской дуги; в дальнейшем они могут быть существенно детализированы и трансформированы.

Вывод, который вряд ли будет пересмотрен - различие между вулканическими процессами на Курилах, где магмы, контаминированные в мантии субдуцированным материалом, в дальнейшем

не испытывают значительной контаминации в подводящих каналах и магматических камерах, и на Камчатке, где коровая контаминация играет, по-видимому, не менее важную роль в петрогенезе, чем субдукционные процессы. Этот вывод в целом вполне согласуется с существующим представлением о наличии развитой коры на Камчатке (сиалической на юге и метабазитовой на севере) и вероятном сокращении ее мощности под большей частью Курил.

Не типичным для Курил изотопным составом кислорода отличаются эффузивы вулканов о-ва Симушир и прилегающих к нему с северо-запада подводных вулканов. Нельзя исключить, что в этом районе существует крупный блок молодой сиалической коры, хотя в настоящее время этому нет геофизических подтверждений.

Не вполне ясна природа контаминации магм вулканов северной, расположенной в Центральной депрессии, группы вулканов, где значительное обогащение радиогенным стронцием и "коровым" изотопом ^{18}O проявлено в породах основного состава. Возможно, это связано с особенностями строения фундамента, сложенного на севере Камчатки преимущественно метабазитами. Следует подчеркнуть, что все сказанное здесь о контаминации касается только изотопных систем. Формирование петрохимического облика вулканических пород определяется неизмеримо более сложными процессами. Несомненно, что взаимодействие магм с вмещающими породами не может быть сведено к простой ассимиляции уже потому, что в этом процессе неизбежно должны участвовать коровые флюиды.

Наиболее ярко роль флюидов поверхностного происхождения проявлена в изотопном составе кислорода игнимбритов, которые резко обеднены ^{18}O по сравнению с лавами. Мы полагаем, что формирование игнимбритов сопровождалось проникновением вод из окружающих и подстилающих магматические камеры пород непосредственно в магму. С этим явлением связаны, возможно, не только аномальные изотопные характеристики, но и необычные физические свойства перенасыщенных водой игнимбритовых магм.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность В.И. Виноградову, под руководством и по инициативе которого в течение последних 15 лет в Геологическом институте РАН проводились комплексные изотопные исследования Курило-Камчатского региона, а также названным в табл. 1 авторам геологических коллекций, которые любезно предоставили образцы из своих коллекций для изотопных исследований.

Работа выполнена при поддержке Российской государственной программы фундаментальных исследований, проект 96-05-64673 и 96-05-65227.

ПРИЛОЖЕНИЕ.
КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ВУЛКАНОВ

КАМЧАТКА

Срединный хребет

1. *в. Теклетунуп.* Сильно эродированная постройка вулкана имеет диаметр 14-17 км. В истории ее формирования выделяется две стадии развития: щитового вулкана, осложненного неглубокой кальдерной депрессией и характеризующегося субщелочным шошонит-латитовым магматизмом (плиоцен); и стратовулкана, сложного продуктами вулканизма нормальной щелочности, с экструзивно-интрузивным комплексом пород в центральной части сооружения (ранний-средний плейстоцен). Состав пород первого этапа: шошонитовые базальты, шошониты, латиты (лавы), латитовые игнимбриты; второго этапа: базальты, андезито-базальты, андезиты (лавы и туфы), кислые андезиты, дациты, риодациты (экструзии).
 2. *в. Уксичан.* Щитообразная постройка вулкана диаметром около 50 км осложнена кальдерой 12-13 км в поперечнике. В плиоцене это был стратовулкан, извергавший известково-щелочные лавы. В раннем плейстоцене сформировалась щитовая постройка, сложенная высококалийными базальтами, шошонитами, латитами с редкими маломощными горизонтами шошонитовых и латитовых игнимбритов. Кальдерообразование в среднем плейстоцене сопровождалось формированием покровов латитовых и трахитовых игнимбритов и спекшихся туфов и завершилось внедрением многочисленных экструзий переменного состава (кварцевые трахиты, трахиты, кварцевые латиты, латиты, высококалийные дациты).
 3. *в. Ичинский.* Единственный действующий вулкан Срединного хребта. Сложное вулканическое сооружение типа Сомма-Везувий с вершинной кальдерой размером 3 x 5 км и двумя слившимися лавовыми куполами. Начал формироваться в среднем плейстоцене. Состав пород изменяется от базальтов до риолитов, при преобладании дацитов и весьма ограниченном распространении наиболее основных и наиболее кислых пород; все породы принадлежат к высококалийной серии. *Ичинская ареальная зона.* Объединяет центры позднеплейстоцен-голоценовых излияний базальтов, реже андезитобазальтов и андезитов, располагающиеся у южного и северо-восточного подножия Ичинского вулкана.
 4. *Ареальная зона Дола Геологов.* Позднеплейстоцен-голоценовая ареальная зона "наложена" на два разрушенных позднеплиоцен-раннесреднеплейстоценовых стратовулкана Кекукнайский и Большой. Среди вулканических пород ареальной зоны преобладают щелочные оливинные базальты, наряду с которыми отмечены базаниты, гавайиты, редкие трахиандезиты и андезиты.
 5. *в. Белоголовский.* Крупный щитообразный вулкан с эродированной центральной частью. Позднеплиоцен (?) - раннеплейстоценовая щитовая постройка сложена потоками щелочных оливинных базальтов, гавайитов, муджеритов, трахиандезитов. Раннесреднеплейстоценовые силлы, дайки, экструзивные купола трахитов, трахириолитов и комендитов приурочены преимущественно к эрозионной кальдере. Породы вулкана по особенностям вещественного состава близки к лавам внутриплитной базальт-комендитовой геохимической серии.
 6. *в. Хангар.* Сложное сооружение, состоящее из руин нескольких стратовулканов и многочисленных более молодых экструзивных куполов, располагающихся в крупной кальдере, врезанной в древнее гранито-гнейсовое основание. Вершина самого большого купола увенчана крупным кратером, образовавшимся в середине голоцена. С формированием кальдеры связаны риолитовые игнимбриты и спекшиеся туфы, а с образованием кратера - дацитовые пемзы. Состав пород стратовулканов изменяется от андезитобазальтов до дацитов; состав пород куполов - от андезитов до риолитов. Все породы принадлежат к умереннокалийной серии.
- Зона Центрально-Камчатской депрессии*
7. *в. Шивелуч.* Самый северный и один из самых активных действующих вулканов Камчатки. Его постройка включает плейстоценовый массив (стратовулкан) Старый Шивелуч, деформированный крупным кратером (кальдерой), и расположенный в последнем эруптивный аппарат - Молодой Шивелуч - один из крупнейших эксплозивных центров Камчатки. В составе пород преобладают амфиболсодержащие андезиты и андезитобазальты; пород с содержанием SiO₂ более 63 мас. % не обнаружено.
 8. *Харчинская зона шлаковых конусов.* Сформирована в позднем плейстоцене. Пересекает в меридиональном направлении стратовулкан Харчинский и сложена, как и сам вулкан, преимущественно умереннокалийными магнезиальными базальтами.
 9. *в. Заречный.* Небольшой стратовулкан типа Сомма-Везувий. Состав пород соммы - умереннокалийные магнезиальные базальты; экструзия, расположенная внутри соммы, сложена магнезиальными амфиболсодержащими андезитами.
 10. *в. Ключевской.* Самый активный и продуктивный базальтовый вулкан Курило-Камчатской вулканической области. Типичный стартовулкан с правильным конусом, осложненным многочисленными побочными прорывами. Состав пород - умереннокалийные базальты, среди которых преобладают глиноземистые разновидности.
 11. *в. Ушковский.* Крупнейший вулканический массив, включающий вулкан, надстроенный щитовым стратовулканом, и линейной зоной шлаковых конусов. Возраст массива - позднеплейстоцен-голоценовый; состав пород варьирует от базальтов до андезитов умеренно- и высококалийного ряда.
 12. *в. Камень.* Стратовулкан позднеплейстоцен-раннеголоценового возраста, сложенный базальтами и андезитобазальтами глиноземистой умереннокалийной серии.
 13. *плато р. Студеная.* Сложено субгоризонтальными потоками глиноземистых умереннокалий-

- вых базальтов. Возраст пород - конец среднего - начало позднего плейстоцена.
14. *в. Горный Зуб.* Среднепозднеплейстоценовый стратовулкан, сложенный глиноземистыми умереннокалиевыми андезитобазальтами и базальтами.
 15. *в.в. Зиминьы сопки.* Голоценовые стратовулканы, осложненные экструзивными куполами. Стратовулканы сложены умереннокалиевыми базальтами и андезитобазальтами (до андезитов); экструзии - амфиболовыми андезитами.
 16. *Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ).* Трещинное извержение базальтовых лав в Толбачинской региональной зоне шлаковых конусов в 1975-1976 гг. происходило в двух пунктах на расстоянии до 10 км. Состав пород северного (существенно эксплозивного) прорыва - магнезиальные базальты умеренной щелочности; южного (эффузивного) прорыва - глиноземистые субщелочные базальты.
- Восточно-Камчатский пояс*
17. *в. Кизимен.* Специфическое по морфологии сооружение, образованное в основном сросшимися экструзивными куполами и их лавовыми и пирокластическими потоками позднеплейстоцен-голоценового возраста. Состав пород изменяется от андезитобазальтов до дацитов. Все породы принадлежат к глиноземистым умереннокалиевым разностям, характеризуются присутствием во вкраплениях амфибола и наличием "запрещенных" кварц-оливиновых ассоциаций.
 18. *в. Крашенинникова.* Образован двумя сросшимися стратовулканами голоценового возраста. Расположен в одноименной кальдере диаметром около 9 км, возникшей в результате катастрофического извержения дацитовых пемз ~40 тыс. лет назад. Состав пород - от базальтов до дацитов; все породы относятся к глиноземистой умереннокалиевой серии и в ходе эволюции обнаруживают сильное обогащение железом (толеитовый тренд).
 19. *в. Таунищ.* Андезитовый стратовулкан среднеплейстоцен-голоценового возраста. Слагающие его породы принадлежат к умереннокалиевой серии и, наряду с пироксеном, часто содержат амфибол.
 20. *в. и кальдера Узон.* Большая часть постройки среднепозднеплейстоценового базальтового вулкана Узон уничтожена при образовании около 40 тыс. лет назад одноименной кальдеры размером 10 x 12 км. Докальдерный комплекс (средний плейстоцен) представлен лавами и пирокластикой базальт-риодацитового состава; кальдерообразующий комплекс - игнимбритами и туфами дацитового и риодацитового состава; посткальдерный комплекс (экструзии и лавовые потоки) - дацитами и риолитами. Вулканы, связанные с кальдерой, характеризуются высоким содержанием глинозема и умеренным содержанием калия; исключение составляют высококалиевые риолиты посткальдерной экструзии Озерной. В кальдере имеются интенсивные проявления гидротермальной деятельности.
 21. *в. Малый Семячик.* Морфологически представляется собой вулканический хребет ~3 км длиной, образованный тремя конусами - стратовулканами позднеплейстоцен-голоценового возраста, сложенными преимущественно высокоглиноземистыми низко - и умереннокалиевыми базальтами. Сформировался в кальдерах обрушения вулканов Стена и Пра-Семячик диаметром 12 и 7 км соответственно; образование этих вулканов сопровождалось формированием обширных полей игнимбритов дацитового состава.
 22. *в. Карымский.* Правильный конус с относительной высотой около 600 м, расположенный в кальдере диаметром 5 км. Один из самых активных вулканов Восточной зоны, извергавшийся за последние 215 лет не менее 20 раз. Лавы большинства извержений отвечают кислым дупироксеновым андезитам, андезиодацитами и дацитами умереннокалиевого ряда. Продукты последнего извержения (1996 г.), которое произошло в Карымском озере и носило, по мнению некоторых исследователей, фреатический характер, представлены низкокалиевыми базальтами.
 23. *в. Дзензур.* Сильно эродированный стратовулкан среднепозднеплейстоценового возраста. Состав пород колеблется от андезитобазальтов до дацитов умереннокалиевой серии; среди вкрапленников кислых андезитов и дацитов обычны амфибол, реже встречается биотит. У западного и южного подножия вулкана располагаются центры голоценовых базальтовых излияний Жупановской ареальной зоны.
 24. *в. Купол.* Небольшой среднепозднеплейстоценовый вулкан, сложенный риолитами.
 25. *в. Ааг.* Самый западный вулкан в Авачинской группе (описание см. ниже).
 26. *в. Арик.* Данный вулкан и соседний с ним вулкан Ааг относятся к единой, сильно эродированной стратовулканической постройке среднепозднечетвертичного возраста. Состав пород колеблется от базальтов до дацитов, принадлежащих к умереннокалиевой серии. Характерна антидромная эволюция продуктов извержений, наличие амфибола в андезитах и дацитах, а также проявление "запрещенных" кварц-оливиновых ассоциаций вкрапленников.
 27. *в. Коряжский.* Один из действующих вулканов Авачинско-Коряжского ряда, начавший формироваться в позднем плейстоцене. Типичный стратовулкан, продукты которого представлены базальтами, андезитобазальтами и андезитами умереннокалиевой серии. Базальты преобладают в нижней части разреза, андезитобазальты - в средней, а андезитами сложено большинство голоценовых потоков.
 28. *в. Авачинский.* Действующий вулкан типа Сомма-Везувий, один из самых активных вулканов Камчатки. Позднеплейстоценовые и голоценовые извержения имели существенно эксплозивный характер. Состав пород колеблется от базальтов до дацитов (преобладают андезитобазальты). Среди базальтов отмечены как низкокалиевые, так и умереннокалиевые разновидности, тогда как андезиты и андезитобазальты обычно низ-

кокалиевые. В андезитах и андезитобазальтах нередки мегакристаллы амфибола.

Авачинская ареальная зона. Объединяет отдельные шлаковые и лавовые конуса (нередко с лавовыми потоками), сформированные в позднем плейстоцене и голоцене на территории Авачинского хребта и Авачинско-Корякской группы вулканов. Состав пород - магнезиальные умереннокалиевые базальты.

29. *в. Козельский.* Позднеплейстоценовый заметно эродированный стратовулкан. Состав пород колеблется от базальтов до дацитов, при резком преобладании андезитобазальтов и андезитов. Все породы принадлежат к низкокалиевой серии.

Южная Камчатка

30. *в. Опала.* Действующий вулкан, расположенный в кальдере диаметром 11 км. Докальдерная постройка сложена базальтами среднепозднеплейстоценового возраста. Кальдерообразующий комплекс (конец позднего плейстоцена) представлен кислым пемзово - пирокластическим материалом, общим объемом около 50 км². Молодой конус вулкана сложен преимущественно высококалиевыми андезитами, нередко содержащими амфибол и биотит, и андезитобазальтами; у его юго-восточного склона расположен кратер, образование которого (1500 лет назад) сопровождалось выбросом риолитовой пемзы.

31. *в. Горелый.* Современная постройка действующего вулкана представляет собой хребет, образованный тремя конусами, расположенными в кальдере размером 13 x 12 км. Докальдерная щитовая постройка имеет раннесреднеплейстоценовый возраст и сложена дифференцированной (от базальтов до дацитов) серией. Формирование кальдеры и связанных с ней игнимбригов и спешшихся туфов преимущественно андезитового состава произошло в среднем - начале позднего плейстоцена. Современная постройка, включая лавы многочисленных побочных извержений, сложена преимущественно базальтами и андезитобазальтами, хотя встречаются и андезиты. Все доголоценовые породы вулкана принадлежат к умереннокалиевой серии; в голоцене наряду с умереннокалиевыми отмечены высококалиевые разновидности.

32. *в. Мутновский.* Представляет собой сложное сооружение, образованное четырьмя сросшимися конусами стратовулканов и многочисленными побочными прорывами. Начал формироваться в среднем плейстоцене; несколько раз активно извергался в XX столетии. Состав пород изменяется от базальтов до риодацитов (преобладают базальты и андезитобазальты). Отмечены лавы как низко-, так и высококалиевой серии. В кратере вулкана - интенсивная гидротермальная деятельность.

33. *в. Ксудач.* Эродированный усеченный конус с основанием 18x22 км, начавший формироваться на границе раннего и среднего плейстоцена. Состав из разновозрастных кальдер, остатков внутрикальдерных вулканов и конуса Штубеля - центра проявления новейшей вулканической актив-

ности. Состав пород меняется от базальтов (лавы) до дацитов (экструзии), при преобладании андезитов и андезитобазальтов; игнимбригиты и пемзы, связанные с формированием кальдер, имеют преимущественно дацитовый состав. Как лавы, так и пирокластика принадлежат к породам низкокалиевой серии.

34. *в. Ильинский.* Конусовидный стратовулкан позднеплейстоцен-голоценового возраста. На восточном склоне сохранились остатки соммы древней постройки; северо-восточный склон осложнен крупной воронкой взрыва, образовавшейся в историческое время. Состав пород варьирует от базальтов до дацитов, при преобладании андезитобазальтов и андезитов низкокалиевой серии.

35. *в. Дикий Гребень.* Грандиозное вулканическое сооружение голоценового возраста, представляющее собой хребет, образованный экструзивным куполом и лавовыми потоками. Состав пород - от андезитов до риодацитов умереннокалиевой серии. Все лавы содержат амфибол во вкраплениях.

КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

Северные Курилы

36. *в. Алаид (о-в Атласова).* Один из самых крупных действующих вулканов Курил, конус которого поднимается со дна моря. Расположенный в тыловой зоне вулканической дуги, стратовулкан сложен в основном высококалиевыми субщелочными базальтами. Наряду с извержениями центрального кратера обычны и побочные прорывы.

37. *в. Чикурачки (о-в Парамушир).* Располагается в промежуточной вулканической зоне. Это действующий стратовулкан, надстраивающий плейстоценовый пьедестал. Имеет правильную коническую форму и большой кратер. Состав пород - умереннокалиевые базальты, андезитобазальты и андезиты.

38. *в. Немо (о-в Онекотан).* Расположен во фронтальной зоне Курил и имеет позднеплейстоцен-голоценовый возраст. Его развитие характеризовалось двумя этапами кальдерообразования с извержением игнимбригов и пемз. В голоцене во внутренней кальдере вырос новый стратовулкан (действующий ныне) - Пик Немо. Породы вулкана относятся к низкокалиевой серии, а состав их меняется от базальтов до риодацитов, среди лав преобладают андезитобазальты и андезиты, среди пирокластики - дациты.

39. *в. Белянкина (подвод. 9-2.1).* Плейстоценовый изометричный островершинный вулканический конус, образованный на перекрытом осадками плиоценовом основании. Расположен в тыловой зоне Курил в 23 км СЗ о. Маканруши. Объем постройки около 35 км³. Состав пород - высококалиевые субщелочные базальты.

40. *в. Авось (подвод. 9-2.3).* Голоценовый островершинный вулканический конус, увенчанный надводными скалами. Расположен в тыловой зоне Курил в 18 км ЗЮЗ от о. Маканруши. Объем вулканической постройки около 50 куб. км. Со-

став пород: высококальциевые субщелочные базальты и андезитобазальты.

41. *в. Маканруши (о-в Маканруши)*. Сильно эродированный плейстоценовый стратовулкан (серия мелких вулканических центров линейно-гнездового типа) в тыловой зоне Курил. Состав пород: умереннокальциевые базальты и высококальциевые андезитобазальты (преобладают).
42. *в. Чиринкотан (о-в Чиринкотан)*. Действующий стратовулкан в тыловой зоне Курил. Его сложно построенный конус поднимается со дна Курильской котловины, глубина которой здесь около 2500 м. В составе пород преобладают высококальциевые амфиболовые андезиты; на подводном основании вулкана встречены также высококальциевые амфиболовые базальты и андезитобазальты.
43. *в. Экарма (о-в Экарма)*. Голоценовый стратовулкан, расположенный в промежуточной вулканической зоне Курил. Сложен умереннокальциевыми андезитами (преобладают) и андезитобазальтами.
44. *в. Скалы Ловушки (подвод. 9-3.11)*. Расположен во фронтальной зоне Курил. Это изометричный подводный вулканический конус, вершина которого лишь на 42 м поднимается над уровнем моря. Объем постройки около 70 куб. км. Состав пород - низко- (реже умеренно-)кальциевые андезитобазальты и андезиты.

Центральные Курилы

45. *в. Ушишир (о-в Янкича)*. Действующий вулкан типа Сомма-Везувий во фронтальной вулканической зоне. Большая часть склонов вулкана скрыта под водой и на поверхности находится лишь остаток прикратерной части соммы с четырьмя экстрюзиями внутри ее. Породы вулкана принадлежат к низкокальциевой серии и состав их варьирует от базальтов до дацитов. При этом базальты встречены только в драгированном материале, а дациты (пироксен-амфиболовые разности) - в составе экстрюзий.
46. *в. Лисянского (подвод. 9-5.6)*. Расположен в промежуточной вулканической зоне Курил в 10 км СЗ северного окончания о. Парамушир. Это плосковершинная вулканическая гора плейстоценового (?) возраста объемом около 30 куб. км. Состав пород: базальты, андезитобазальты, андезиты умереннокальциевой серии.
47. *в. Пегас (подвод. 9-5.4)*. Расположен в тыловой вулканической зоне Курил в 27 км СЗ северной оконечности о. Симушир. Это плейстоценовый (?) сложно построенный стратовулкан, в котором пирокластическая преобладает над лавами. Объем постройки около 45 куб. км. Сложен амфиболсодержащими дупироксеновыми андезитами и биотит-амфиболовыми андезитами умереннокальциевой серии.
48. *в. Прево (о-в Симушир)*. Небольшой действующий стратовулкан во фронтальной вулканической зоне. Среди пород преобладают базальты, хотя встречаются и андезиты. Все они принадлежат к низкокальциевой серии.
49. *кальдера Заварицкого (о-в Симушир)*. Располагается во фронтальной вулканической зоне. Это

сложное вулканическое сооружение, включающее две соммы и частично взорванный центральный конус с внутренней кальдерой, где располагаются действующие вулканические аппараты. Породы вулкана относятся к низкокальциевой серии, а состав их меняется от базальтов до андезитов.

50. *в. Мильна (о-в Симушир)*. Расположен во фронтальной вулканической зоне. Вулкан относится к типу Сомма-Везувий с плейстоценовой до-кальдерной постройкой и голоценовым центральным конусом, потоками и куполом в пределах кальдеры. Состав пород колеблется от базальтов до дацитов (умереннокальциевая серия) при явном преобладании андезитобазальтов и андезитов.
51. *в. Черного (о-в Чирпой)*. Небольшой действующий стратовулкан с кратером диаметром 350 м и двумя побочными конусами на склонах. В составе пород преобладают андезиты, хотя встречаются андезитобазальты и дациты (в основном все лавы умереннокальциевой серии).
52. *в. Броутона (о-в Броутона)*. Сильно разрушенный плейстоценовый стратовулкан с остатками кратера на вершине. Состав пород - от базальтов до риолитов, преобладают амфиболсодержащие андезитобазальты и биотит-амфиболовые андезиты. Породы принадлежат к умеренно- и высококальциевой геохимическим сериям. На подводном склоне вулкана обнаружен побочный (?) конус (подвод. 9-6.10) со сходным составом пород.
53. *в. Вавилова (подвод. 9-6.6, 9-6.7, 9-6.8)*. Расположен в проливе Дианы, в 30-35 км СЗ о. Броутона. Вулканический массив, состоящий из трех сросшихся основаниями конусов. Объем массива с учетом перекрытого осадками основания около 750 куб. км. Состав пород изменяется от базальтов до дацитов. Большинство пород относятся к лавам умереннокальциевой серии, хотя встречаются и низкокальциевые (как анализированный образец) лавы.
54. *кальдера Горикова (подвод. 9-6.11)*. Сформировалась во второй половине позднего плейстоцена на вершине крупного подводного вулканического массива размером 20x35 км. Примерно в центре этого массива располагаются о-ва Чирпой и Брат Чирпоев. Среди пород докальдерного комплекса преобладают андезитобазальты, продукты кальдерообразующих извержений варьируют от андезитобазальтов до риодацитов, а посткальдерного комплекса - от базальтов до андезитов. Содержание K_2O в лавах близко к границе пород умеренно- и низкокальциевой серий. В этом отношении анализированный образец резко выделяется повышенным содержанием K_2O .

Южные Курилы

55. *в. Демон (о-в Итуруп)*. Расположен в промежуточной вулканической зоне. Представляет собой плейстоценовый стратовулкан с существенно базальтовым составом пород, заметно эродирован.
56. *в. Богдана Хмельницкого (о-в Итуруп)*. Действующий стратовулкан в промежуточной зоне, является частью плейстоценового вулканического массива Чирип. Состав пород варьирует от базальтов до кислых андезитов, которые по со-

- держанию K_2O соответствуют границе умеренно- и высококальциевой серий.
57. *в. Атсанопури (о-в Итуруп)*. Действующий вулкан типа Сомма-Везувий во фронтальной вулканической зоне. В составе пород доминируют низкокальциевые базальты, реже встречаются андезитобазальты.
58. *в. Берутарубе (о-в Итуруп)*. Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан, расположенный во фронтальной зоне. Состав пород низкокальциевые андезитобазальты, базальты и андезиты.
59. *в. Тятя (о-в Кунашир)*. Действующий вулкан типа Сомма-Везувий в промежуточной вулканической зоне. На склонах соммы отмечены многочисленные побочные кратеры. Диаметр кальдеры, вмещающей центральный конус, около 1.5 км. Вулкан сложен умереннокальциевыми базальтами (преобладают) и андезитобазальтами.
60. *в. Руруй (о-в Кунашир)*. Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан в промежуточной вулканической зоне. Проявляет фумарольную активность. Сложен умереннокальциевыми лавами среднего состава.
61. *в. Менделеева (о-в Кунашир)*. Расположен во фронтальной зоне. Это сложно построенный вулканический массив, включающий древнюю кальдеру диаметром до 7 км, более молодую вторую сомму и внутренний центральный конус, к которому приурочены современные фумарольные поля. Породы вулкана принадлежат к низкокальциевой серии, и состав их варьирует от базальтов до дацитов (при преобладании андезитов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатилов О.А.* Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.
- Бродский А.И.* Химия изотопов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 594 с.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г.* Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги - ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 78-103.
- Вольнец О.Н., Авдейко Г.П., Виноградов В.И., Григорьев В.С.* Изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 19-27.
- Гриб В.Н., Леонов В.Л.* Игнимбриты Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии. Камчатка: сопоставление разрезов, состав, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1993. №5. С. 15-33.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.Ф., Красного М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 с.
- Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Селиверстов В.А. и др. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. 259 с.
- Гориков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 186 с.
- Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. 302 с., Т. 2. 415 с.
- Ероцев-Шак В.А., Золотарев Б.П., Карпов Г.А. и др.* Вторичные изменения в базальтах и дацитах кальдеры Узон (Камчатка) // Литология и полезные ископаемые. 1998. №2. С. 195-206.
- Зинкевин В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др.* Аккреционная тектоника Восточной Камчатки // М.: Наука, 1993. 272 с.
- Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З. и др.* Изотопный состав неодима и стронция в четвертичных вулканиках Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 62-78.
- Иванов Б.В., Устинов В.И.* Изотопный состав кислорода в андезитах Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С. 26-32.
- Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В.* Общие черты строения земной коры переходной зоны // Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1966. С. 274-293.
- Мак-Берни А.Р.* Роль ассимиляции / Под ред. Х. Йодера. Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С 301-331.
- Муравьев Я.Д., Федотов С.А., Будников В.А. и др.* Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: вершинное извержение Карымского вулкана и фреатомагматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 38-70.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции / Под ред. Э.Н. Эрлиха. М.: Наука, 1966. 279 с.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Под ред. Авдейко Г.П., Антонова А.Ю., Вольнца О.Н. и др. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Покровский Б.Г., Журавлев Д.З.* Новые данные по геохимии изотопов в эффузивах Курильской островной дуги // Геохимия. 1991. № 3. С. 415-419.
- Родионова Р.И., Федорченко В.И.* Некоторые вопросы глубинной геологии // Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1978. С. 138-147.
- Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Главатских С.Ф.* Условия гидротермального преобразования пород Мутновской геотермальной системы (Камчатка) по изотопным данным // Геохимия. 1987. № 11. С. 1569-1579.
- Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышова Г.В., Шумилина Л.С.* Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91-107.
- Цветков А.А., Гладков П.Г., Вольнец О.Н.* Проблема субдукции и изотоп ^{10}Be в лавах Курило-Камчатской островной дуги // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 5. С. 122-1225.
- Шанцер А.Е., Краевая Т.С.* Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука, 1980. 163 с.

- Шапиро М.Н., Ермаков В.А., Шанцер А.Е. // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.
- Шарапов В.Н., Симбирова И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1982. 196 с.
- Шеймович В.С. Игнимбриты Камчатки. М.: Недра, 1979. 179 с.
- Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Недра, 1989. 207 с.
- Эволюция изверженных пород / Под ред. Х. Йодера. М.: Мир, 1983. 527 с.
- Anderson A.T., Clayton R.N., Mayeda T.K. Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks // J. Geol. 1971. V. 79. P. 715-729.
- Baily J.C. Role of subducted sediments in the genesis of Kurile-Kamchatka island arc basalts: Sr isotopic and elemental evidence / Geochem. J. 1996. V. 30. P. 289-321.
- Bacon C.R., Adami L.H., Lanphere M.A. Direct evidence for the origin of low-¹⁸O silicic magmas: quenched samples of magma chamber's partially-fused granitoid walls, Crater Lake Oregon // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 96. P. 199-208.
- Besch T., Verma S.P., Kramm U. et al. Assimilation of sialic crustal material by volcanics of the easternmost extension of the Trans-Mexican volcanic belt-evidence from Sr and Nd isotopes // Geophys. Intern. 1995. V. 34. № 3. P. 263-281.
- Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. N.Y.: Princeton University Press, 1928. 322 p.
- Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. et al. Strontium and oxygen isotope measurements on rocks from Kluchevskoy volcano (Kamchatka): Evidence for melting a fluid-flushed mantle wedge // EOS Transact. AGU 1997 Fall Meeting. 1997. V. 78. F. 804. V51B-02.
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // J. Geophys. Res. 1999 (in press).
- Grunder A.L. Low ¹⁸O silicic volcanic rocks at the Calabozos Caldera Complex, Southern Andes // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 71-81.
- Harmon R.S., Hoefs J. Oxygen isotopes in neogene volcanic rocks: a global database // Geochemisches Institute Georg August Universitat Gottingen, Germany. 1993. 104 с.
- Harris C., Erlank A.J. The production of large-volume, low-¹⁸O rhyolites during rifting Africa and Antarctica: The Lebombo monocline, Southern Africa // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 3561-3570.
- Hawkesworth C.J., Herdt J.M., McDermot F., Ellam R.M. Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust // Australian J. Earth Sci. 1991. V. 38. P. 577-594.
- Hildreth W., Christiansen R.L., O'Neil J.R. Catastrophic isotopic modification of rhyolitic magma at times of caldera subsidence, Yellowstone Plateau Volcanic Field // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 8339-8369.
- Ito E., Stern R.J. Oxygen- and strontium-isotope investigation of subduction zone volcanism: the case of the Volcano Arc and the Marianas Island Arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 76. № 3/4. P. 312-320.
- Ito E., White W.M., Gopel E. The O, Sr and Pb isotope geochemistry of MORB // Chem. Geol. 1987. V. 62. № 3/4. P. 157-176.
- James D.E. The combine use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination // Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. 1981. V. 9. P. 311-344.
- Kay R.W. Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas. Island Arcs, Deep sea trenches and Back-Arc basins / Eds. M. Talvani and W.C. Pitman III. // Amer. Geophys. Union. Washington D.C. 1981. P. 229-242.
- Kersting A.B., Arculus R.J. Pb isotope composition of Kluchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: Implication for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 136. P. 133-148.
- Kersting A.B., Arculus R.J., Gust D.A. Lithospheric contribution to arc magmatism: isotope variation along strike in volcanoes of Honsu, Japan // Science. 1996. V. 272. № 5267. P. 1464-1468.
- Lipman P.W., Friedman I. Interaction of meteoric water with magma: An oxygen-isotope study of ash-flow sheets from southern Nevada // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. V. 86. P. 695-702.
- Magaritz M., Whiteford D.J., James D.E. Oxygen isotopes and the origin of high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr andesites // Earth. Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 220-230.
- Matsuhisa Y., Matsubaya O., Sakai H. Oxygen isotope variations in magmatic differentiation processes of the volcanic rocks in Japan // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 39. P. 277-288.
- Matsuhisa Y. Oxygen isotope composition of volcanic rocks from the East Japan island arcs and their bearing on petrogenesis // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1979. V. 5. № 3/4. P. 271-296.
- Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth. Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. P. 231-241.
- Muehlenbachs K., Bierly G. ¹⁸O-enrichment of silicic magmas caused by crystal fractionation at the Galapagos spreading center // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 79. P. 76-79.
- Muehlenbachs K. Alteration of the oceanic crust and ¹⁸O history of seawater // Rev. Mineral. 1986. V. 16. P. 425-444.
- Muehlenbachs K., Anderson A.T., jr., Sigvaldson G.E. Low ¹⁸O basalts from Iceland // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 39. P. 577-588.
- Muehlenbachs K., Clayton R.N. Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts // Can. J. Earth Sci. 1972. V. 8. P. 1591-1595.
- Newman S., Epstein S., Stolper E. Water, carbon dioxide, and hydrogen isotopes in glasses from the ca. 1340 A.D. eruption of the Mono Craters, California: constraints on degassing phenomena and initial volatile content // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1988. V. 35. № 1/2. P. 75-96.
- O'Hara M.J., Mathews R.E. Geochemical evolution in a advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber // J. Geol. Soc. London. 1981. V. 138. Pt. 3. P. 237-277.
- Ringwood A.E. Petrogenesis in Island arc systems // Eds. M. Talvani and W.C. Pitman III. Island Arcs, Deep sea trenches and Back-Arc basins // Amer. Geophys. Union. Washington D.C. 1981. P. 311-324.

- Taran Yu.A., Pokrovsky B.G., Volynets O.N.* Hydrogen isotopes in hornblendes and biotites from Quaternary volcanic rocks of the Kamchatka-Kurile arc // *Geochem. J.* 1997. V. 34. №4. P. 203-221.
- Taylor B.E., Eichelberger J.C., Westrich H.R.* Hydrogen isotope evidence of rhyolitic magma degassing during shallow intrusion and eruption // *Nature*. 1983. V. 306. P. 541-545.
- Taylor H.P., jr.* Water/rock interaction and origin of H₂O in granitic batholiths // *J. Geol. Soc. London*. 1977. V. 133. P. 509-558.
- Taylor H.P., jr.* The effect of assimilation of rock by magmas: ¹⁸O/¹⁶O and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr systematics in igneous rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 47. № 2. P. 243-254.
- Taylor H.P., jr., Sheppard S.M.F.* Igneous rocks: processes of isotopic fractionation and isotope systematics // *Rev. Mineral.* 1986. V. 16. P. 227-271.
- Vinogradov V.I.* Isotopic evidence of conversion of oceanic crust to continental crust in the continent-ocean transition zone of Kamchatka // *Geochem. Intern.* 1995. V. 32. № 3. P. 70-109.
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol. Rev.* 1994. V. 36. № 4. P. 373-405.
- Woodhead J.D., Harmon R.S., Fraser D.G.* O, S, Sr and Pb isotope variation in volcanic rock from Northern Mariana Arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 83. P. 38-52.
- Zhuravlev D.Z., Tsvetkov A.A., Zhuravlev A.V. et al.* ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in recent magmatic rocks of the Kurile island arc // *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sec.)*. 1987. V. 66. P. 227-243.