

УДК 550.42

© 1993 г. Т.Г. ЧУРИКОВА, С.Ю. СОКОЛОВ

МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНА ПЛОСКИЕ СОПКИ, КАМЧАТКА (анализ изотопной геохимии стронция)

Представлены первые результаты по геохимии и изотопной систематике стронция в вулканической серии пород вулкана Плоские Сопки. Изотопные отношения стронция значительно различаются для щитового вулкана ($0,70342 \pm 2$), андезитобазальтов стратовулкана ($0,70357 \pm 2$), андезитов кальдеры ($0,70370 \pm 5$), что свидетельствует о наличии двух магматических очагов: более глубинного (первичного) и приповерхностного (вторичного). Фракционная дифференциация рассматривается как основной процесс, ответственный за разнообразие пород, произошедших от единой первичной магмы. Ассимиляция метаморфических пород коры примитивным базальтовым расплавом привела к изменениям изотопных отношений стронция между породами, сформированными в глубинном очаге магмогенерации и во внутрикоревой камере. Изотопные данные могут быть объяснены моделью смешения 87% базальтовой магмы и 13% внутрикоревой выплавки в присутствии водного флюида.

Вулкан Плоские Сопки, расположенный в пределах Центрально-Камчатской депрессии, является крупнейшим базальтовым вулканом Камчатки. При изучении геохимии пород этого вулкана были отмечены некоторые особенности, которые трудно объяснить с позиции только кристаллизационной дифференциации одной первичной магмы. Поэтому в данной работе предпринята попытка использовать изотопную систематику Sr в породах вулкана для их петрогенетической интерпретации.

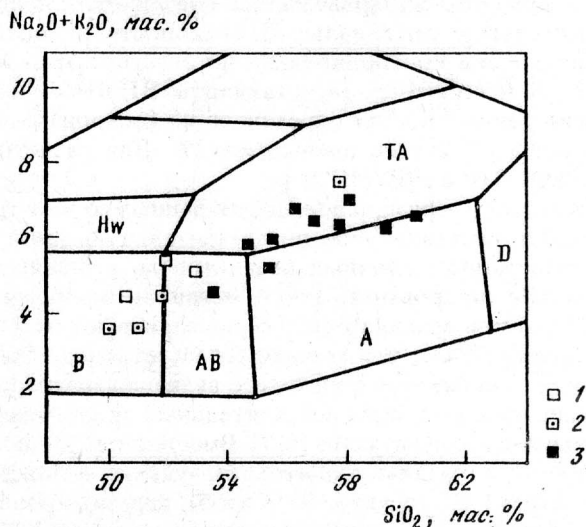


Рис. 1. Дискриминационная диаграмма сумма щелочей – кремнезем для пород вулканической серии Плоские Сопки (по программе NEWPET) Выделены и обозначены поля: А – андезитов, АВ – андезитобазальтов, В – базальтов, D – дацитов, Hw – гавайитов, ТА – трахиандезитов. Здесь и на рис. 3 и 4: 1 – базальты щитового вулкана, 2 – лавы основания стратовулкана, 3 – породы стратовулкана, наложенной зоны шлаковых конусов, кальдеры и побочных образований

В результате предыдущих исследований структурного положения и строения вулкана было установлено, что развитие происходило в три стадии, разделенные продолжительными интервалами времени: 45–50 тыс. лет – образование щитового вулкана; 30 тыс. лет – формирование стратовулкана; 9–10 тыс. лет – становление наложенной зоны шлаковых и шлаколавовых конусов вдоль трещины, пересекающей постройку вулкана в северо-восточном направлении, а также двух разновозрастных кальдер на вершине стратовулкана [1–4].

Лавы вулкана представлены в основном оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми, оливин-двупироксен-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми и афировыми базальтами, андезитобазальтами и менее распространенными андезитами, среди которых выделяются мегаплагифирированные разности с содержанием вкрапленников плагиоклаза до 50%. Преобладающие в разрезе щитового вулкана базальты принадлежат к известково-щелочной серии, тогда как андезитобазальты и андезиты стратовулкана и кальдеры являются субщелочными породами (рис. 1). Для некоторых лав характерны повышенные содержания TiO_2 . Наконец соотношения Rb, Ba и Sr свидетельствуют об обособленных трендах эволюции пород стратовулкана и наложенной зоны [2–4]. На основе отмеченных геохимических различий было выдвинуто предположение о существовании двух или более источников вещества, питавших вулкан в ходе его эволюции.

В связи с этим анализ изотопной геохимии Sr в породах вулкана должен был дать информацию об уровне магмогенерации, количестве магматических очагов, степени ассимиляции корового вещества.

ИЗОТОПНЫЕ СОСТАВЫ Sr В ПОРОДАХ

Изотопный состав Sr и концентрации Rb и Sr определяли из одной навески пробы методом двойного изотопного разбавления с использованием смешанного трасера ($^{85}Rb + ^{84}Sr$). Измерения выполнены на модифицированном масс-спектрометре МИ-1201Т [5]. При измерении Sr поправку на масс-фракционирование вносили с использованием величин $^{88}Sr/^{86}Sr = 8,37521$ и $^{84}Sr/^{86}Sr = 0,056477$ для природного Sr. Приведенные погрешности представляют собой 95%-ные доверительные интервалы. Правильность измерения изотопного состава Sr периодически контролировали по стандартам SRM-987 за период работ $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,710201 \pm 18$, стандарта ВНИИМ – $0,708082 \pm 20$. Погрешность измерения $^{87}Rb/^{86}Sr$ определена по воспроизводимости анализов стандартной породы СТ-2 и не превышает 2%. Для расчетов использовали программы ISOPLOT-2.03 и NEWPET.

Проанализировано 17 образцов пород, отобранных со всех трех структурных этажей постройки и составляющих представительную для вулкана выборку (таблица): от известково-щелочных базальтов до субщелочных андезитов, представленных как афировыми, так и мегаплагифирированными разностями. Значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ внутри вулканической серии варьируют от 0,70340 до 0,70370, составляя в среднем 0,70352, что хорошо согласуется с данными предыдущих исследований [6, 8]. Для базальтов щитового вулкана характерны самые низкие значения, указывающие на весьма незначительный вклад корового вещества в магматические первичные магмы вулкана [6, 7]. Вместе с тем установлены значимые различия отношения в базальтах щитового вулкана и андезитах основания стратовулкана: $0,70342 \pm 2$ (среднее из 7 проб); андезитобазальтах стратовулкана: $0,70357 \pm 2$ (среднее из 8 проб); андезита кальдеры: $0,70370 \pm 5$ (таблица). Увеличивающиеся пропорционально возрастанию содержания SiO_2 значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах свидетельствуют о более значительном участии в расплавах вещества перекрывающей зону субдукции коры континентального типа, которая представлена на современном уровне эрозии метаморфизованными в раннем палеозое кристаллическими сланцами и гнейсами камчатской серии и меловыми

Химические составы пород вулкана Глюские Сопки и модельного расплава

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Rb	Sr	Ba
<i>Базальты щитового вулкана</i>															
1 0132	52,57	1,24	18,89	8,40	0,14	3,89	8,59	3,39	1,64	0,39	0,196 ± 2	0,70341 ± 5	30,5	450	552
2 2358	50,38	1,27	15,78	10,57	0,18	6,56	10,04	3,02	1,38	0,26	0,157 ± 2	0,70340 ± 4	21,0	387	—
3 2377	51,53	1,68	17,25	10,35	0,15	4,82	7,68	3,47	1,82	0,44	—	0,70341 ± 5	—	348	490
<i>Лавы основания стратовулкана</i>															
4 2459	51,64	0,97	20,05	7,83	0,14	4,40	10,02	3,23	1,20	0,11	0,093 ± 1	0,70340 ± 5	18,5	574	390
5 0622	57,20	1,22	17,26	6,80	0,16	2,62	5,64	5,23	2,17	0,52	0,250 ± 3	0,70345 ± 6	37,2	429	725
6 2330	49,55	1,06	16,01	10,09	0,17	8,02	10,40	2,54	0,98	0,23	—	0,70343 ± 4	—	376	342
7 3	50,73	1,08	14,70	9,03	0,17	9,51	10,01	2,30	1,25	0,38	0,264 ± 3	0,70345 ± 5	29,2	320	321
<i>Породы стратовулкана</i>															
8 2105	52,74	1,16	16,73	8,65	0,16	5,53	8,59	2,88	1,58	0,44	—	0,70354 ± 5	—	421	541
9 29/1	55,38	1,06	17,37	7,50	0,14	4,90	7,82	3,40	1,78	0,45	0,312 ± 3	0,70357 ± 5	43,6	405	624
10 2366	53,85	1,64	17,10	8,91	0,13	3,50	6,90	3,58	2,18	0,52	—	0,70360 ± 6	—	400	731
11 0124	58,98	1,32	16,82	7,29	0,12	2,25	5,68	3,66	2,55	0,60	0,734 ± 7	0,70363 ± 4	77,2	305	886
<i>Породы наложенной зоны шлаковых конусов</i>															
12 5/90	56,32	1,42	16,48	9,47	0,14	2,88	6,08	4,41	2,40	0,52	0,334 ± 3	0,70357 ± 5	43,2	375	729
13 2304	56,80	1,45	18,00	7,69	0,11	2,76	6,06	3,93	2,44	0,47	0,512 ± 5	0,70359 ± 4	61,1	345	760
14 2041	60,46	1,39	16,47	6,99	0,14	2,13	5,26	3,74	2,80	0,76	0,828 ± 8	0,70370 ± 5	80,7	282	—
<i>Породы кальдеры и побочных образований</i>															
15 2419	55,70	1,66	16,95	9,37	0,14	3,60	6,28	3,72	2,26	0,47	0,392 ± 4	0,70357 ± 6	51,8	383	972
16 III-25	57,50	1,15	19,88	6,04	0,10	1,50	6,70	3,83	2,48	0,31	0,501 ± 5	0,70357 ± 8	67,2	389	811
17 109	58,78	1,40	17,00	7,37	0,17	2,81	5,81	4,75	2,38	0,57	—	0,70357 ± 7	—	357	386
<i>Средний состав первичной базальтовой магмы (0132-2377)</i>															
	52,05	1,46	18,07	9,39	0,16	4,36	8,14	3,43	1,73						
<i>Средний состав андезитобазальта стратовулкана</i>															
	54,42	1,38	17,04	8,61	0,14	4,38	7,40	3,40	1,95						
<i>Модельный состав ассимилированного гранитного расплава</i>															
	74,03	—	15,23	0,85	—	—	—	4,14	4,23						

Примечание. Породообразующие компоненты в мас. %, погрешности изотопных отношений соответствуют доверительным интервалам на уровне значимости 95%.

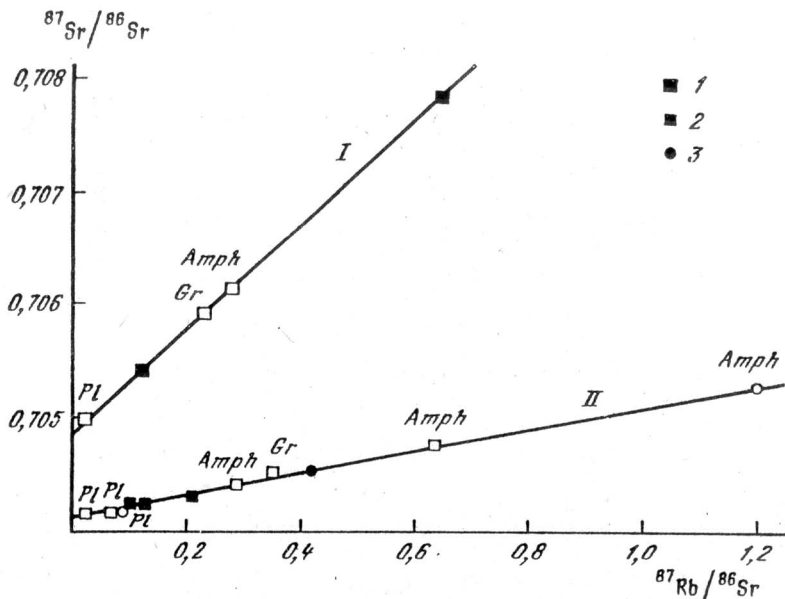


Рис. 2. Изохронная диаграмма возрастов метаморфизма гнейсов камчатской серии (I) и меловых магматических пород (II)
 I – гнейсы камчатской серии, 2 – позднемеловые интрузивные породы, 3 – меловые эффузивы. Полыми значками обозначены минералы: Pl – плагиоклаз, Gr – гранат, Amph – амфибол.

I – T = 324 ± 8 млн.лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70487 \pm 4$, СКВО = 0,74; II – T = $67,4 \pm 2,8$ млн.лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70412 \pm 2$, СКВО = 1,02

эффузивными и вулканогенно-осадочными метаморфизованными породами (рис. 2).

Существенно, что фигуративные точки 10 из 12 пород, для которых были определены концентрации ^{87}Rb , аппроксимируются изохроной с возрастом, промежуточным между возрастом формирования вулкана и временем метаморфизма вулканогенно-осадочных образований коры (рис. 3, а). Отметим, что позднечетвертичный возраст вулкана надежно обоснован радиоуглеродными данными и геологическими наблюдениями: вулкан в настоящее время считается действующим и имеет в вершинной части фумарольные поля [4]. При этом для изохронной выборки корреляции между отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 10/[^{86}\text{Sr}]$ и концентрациями Rb–Sr выражены гораздо менее четко, чем изохронная корреляция (соответствующие величины СКВО составляют 8,97; 80,1). Казалось бы, эти широко известные критерии [9] свидетельствуют о достоверности полученной изохроны. На деле она является иллюстрацией того крайнего случая, когда двухкомпонентное смешение не проявляется в корреляционных критериях [10].

Более детальный анализ диаграммы $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 10/[^{86}\text{Sr}]$ позволяет выявить два тренда линейной корреляции изотопного отношения от обратной концентрации стронция. Первый из них объединяет базальты щитового вулкана (в том числе мегаплагиофировые и магнезиальные разности) и андезиты основания стратовулкана, горизонтален (рис. 3, б) и отражает кристаллизационную дифференциацию первичной базальтовой магмы с фракционированием значительного количества плагиоклаза. Базальты щитового вулкана располагаются в средней части тренда и характеризуются небольшой вариацией концентраций Sr, свидетельствующей о незначительной дифференциации первичной магмы при ее быстром излиянии из глубинного очага. Породы основания стратовулкана образуют краевые части тренда, причем наиболее высокие концентрации Sr характерны

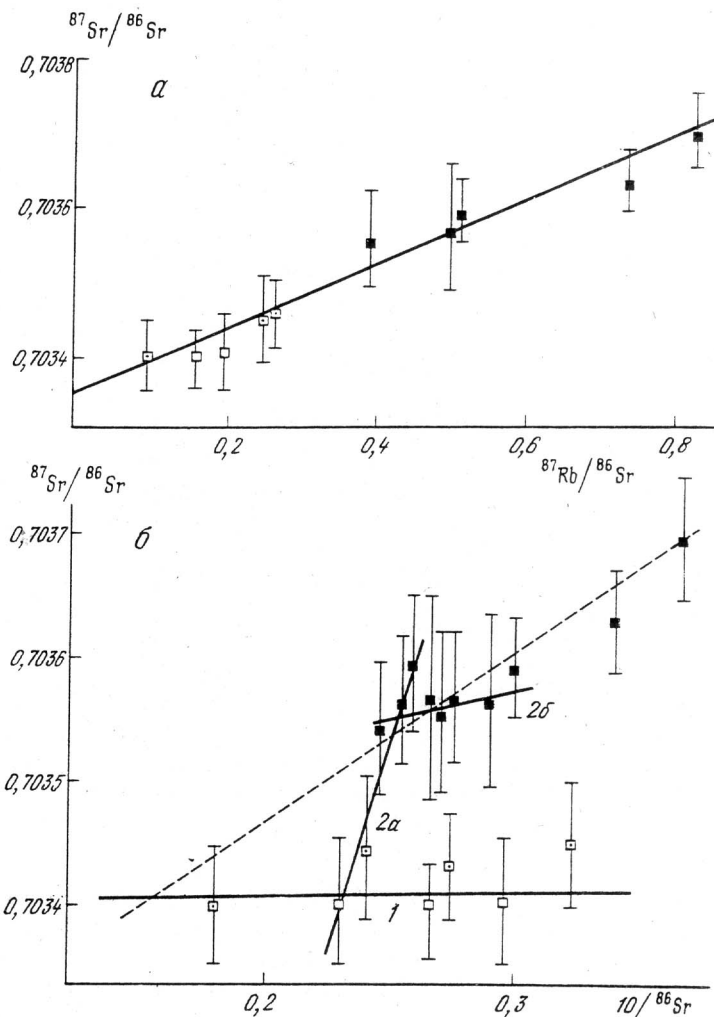


Рис. 3. *a* – изохронная диаграмма вулканической серии Плоские Сопки: $T = 29,6 \pm 4,2$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70335 \pm 3$, СКВО = 1,0

б – корреляционные зависимости изотопный состав – обратная концентрация стронция. *1* – тренд кристаллизации лав щитового вулкана и основания стратовулкана; *2a* – тренд ассимиляции базальтовыми магмами корового расплава; *2б* – тренд кристаллизации андезитобазальтов стратовулкана

для мегаплаггиофировых разностей, а наиболее низкие – для магнезиальных. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах основания стратовулкана несколько выше, чем в базальтах щитового вулкана, хотя и совпадают в пределах погрешностей анализа ($0,70344 \pm 3$ и $0,70340 \pm 1$ соответственно). По-видимому, смена тектонического режима растяжения режимом сжатия, вызвавшая перерыв между формированием щитового вулкана и стратовулкана, обусловила более длительный подъем лав основания стратовулкана. Вследствие этого первичная магма претерпела более глубокую фракционную кристаллизацию и, возможно, незначительно ассимилировала вещество низов континентальной коры. Из-за разницы плотностей минералов первые порции дифференцированной магмы (обр. 2459) обогатились вкрапленниками плагиоклаза, а заключительные (обр. 3) – оливина и (или) пироксена. Справедливость данного предположения подтверж-

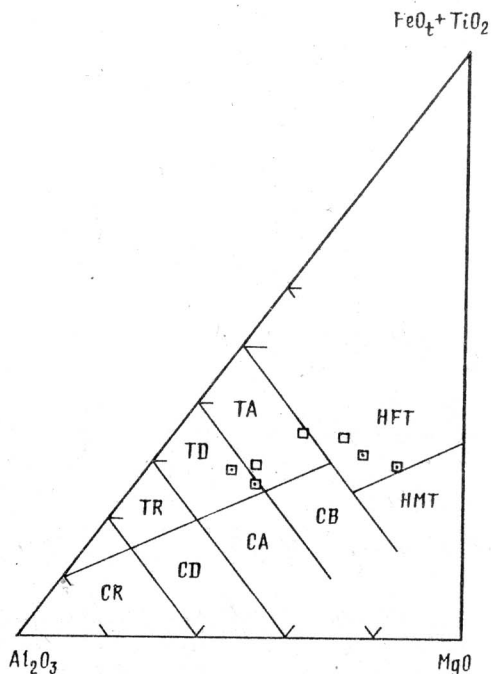


Рис. 4. Дискриминационная тройная диаграмма для лав щитового вулкана и основания стратовулкана (по программе NEWPET)

Выделены и обозначены поля: HFT – высокожелезистые толеиты, HMT – высокомагнезиальные толеиты; толеитовые: TA – андезиты, TD – дациты, TR – риолиты; известково-щелочные: CB – базальты, CA – андезиты, CD – дациты, CR – риолиты

дается изменением химического состава лав основания стратовулкана относительно базальтов щитового вулкана. На рис. 4 базальты щитового вулкана располагаются с незначительным разбросом в полях высокожелезистых толеитов и толеитовых андезитов, причем средний состав первичной магмы соответствует, вероятно, толеитовому базальту. Разброс точек лав основания стратовулкана значительно больше. При этом обогащенные плагиоклазом разности попадают в поле толеитовых дацитов, а разности с вкрапленниками оливина и пироксена – в поле высокомагнезиальных толеитов.

Второй тренд объединяет породы стратовулкана и наложенной зоны, имеет положительный наклон (рис. 3, б) и соответствует кристаллизационной дифференциации первичной магмы при одновременной ассимиляции вещества коры. Поскольку вулканическая система развивалась на кристаллическом основании метаморфических пород, то можно предположить, что изотопный состав вещества коры совпадает с средним изотопным составом подстилающих отложения камчатской серии плагиогнейсов и метаморфизованных гранитов колпаковской серии, по данным В.И. Виноградова с соавт. [11, 12]: 0,7070. Нетрудно видеть (рис. 2), что это значение также близко среднему изотопному составу микроплагиогнейсов основания камчатской серии.

Наиболее близка к пересечению двух трендов точка пробы 2459. Однако эта порода является меганплагиофировой, и накопление стронция в ней связано с большим количеством кумулусного плагиоклаза. Вероятно, параметры точки пересечения трендов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7034$, $[\text{Sr}] = 690$ мкг/г) соответствуют изотопному составу и концентрации элемента в кумулусном плагиоклазе, т.е.

более точным приближением была бы модель трехкомпонентного смешения раннего плагиоклаза, дифференцированного расплава первичной магмы и корового вещества. Такая модель соответствует реальному одновременному действию процессов кристаллизационной дифференциации расплава и ассимиляции им вещества вмещающих магматическую камеру пород континентальной коры, причем для кристаллизационной дифференциации характерно неполное отделение ранних вкрапленников от расплава и (или) захват кумулусных фаз последующими порциями расплава. К сожалению, мы не располагаем данными, необходимыми для корректного анализа трехмерной диаграммы $F_{Пл} - F_P - F_{ВК} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$, где $F_{Пл} + F_P + F_{ВК} = 1$ — факторы смешения плагиоклаза, дифференцированного расплава первичной магмы и вещества коры для каждой породы соответственно.

МЕХАНИЗМ И РАЗМЕРЫ АССИМИЛЯЦИИ

Поскольку соотношение количеств раннего плагиоклаза и дифференцированного расплава первичной магмы в любой породе отражает только процесс фракционной кристаллизации, можно оценить долю вещества корового происхождения в наименее дифференцированных породах стратовулкана, рассматривая их как результат ассимиляции коры первичной магмой базальтов щитового вулкана, и разделив тренд 2 на линию смешения 2а [9] и линию дифференциации 2б (рис. 3, б). Первая из них указывает на то, что перерыв между формированием щитового вулкана и стратовулкана вызвал не только более длительную дифференциацию первичных магм при их подъеме из глубинного очага, но и образование магматической камеры в коре, где базальтовый расплав ассимилировал субстрат вмещающих метаморфических толщ перед извержением. Если принять, что первичная магма толеитовых базальтов имела значения ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0,7034$ и концентрацию Sr 450 мкг/г, а средний изотопный состав корового источника 0,7070, то наименее дифференцированная андезитобазальтовая лава стратовулкана (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0,70357$, [Sr] = 410 мкг/г, таблица) является результатом смешения базальтовой магмы и корового субстрата в пропорции 87 : 13. При этом коровый источник обогащен Rb (131 и 83 мкг/г соответственно) и обеднен Sr (137 и 242 мкг/г соответственно) по сравнению с средними концентрациями элементов в породах колпаковской [11, 12] и камчатской серий. Можно предполагать, что ассимиляция происходит как смешение базальтовой магмы и небольших, парциальных выплавок, возникающих во вмещающих магматическую камеру породах [13]. Установлено, что такие парциальные выплавки при малых степенях плавления субстрата обогащаются кремнеземом и несовместимыми элементами, например Ba [14], по сравнению с основаниями. Действительно, для SiO_2 и Ba отмечается хорошая линейная корреляция со Sr (таблица), характерная для продуктов двухкомпонентного смешения [9]. Напротив, зависимость между содержаниями Sr и MgO имеет гиперболический вид.

Стекла эвтектического гранитного состава (~ 70% SiO_2) были обнаружены в ксенолитах раннепалеозойских метапелитов и метагранитоидов нижней коры, подвергшихся контактному прогреву при выносе на поверхность базальтовыми лавами третичного и четвертичного возраста [15]. Исследователями этих стекол в западном Эйфеле было установлено, что образование гранитных выплавок вызывается освобождением водного флюида при дезинтеграции биотита метаморфических пород. Если также учесть, что по современным оценкам [16] островодужный вулканизм выносит на поверхность $1,4 \cdot 10^{11}$ кг воды в год, то наиболее вероятным механизмом образо-

вания корового расплава, участвующего в процессе ассимиляции, следует признать экспериментально обоснованное [17] плавление метаморфических пород в потоке водно-щелочного флюида.

Попробуем оценить состав этого расплава. К сожалению, химические составы первичной базальтовой магмы и наименее дифференцированного расплава андезитобазальтов стратовулкана нельзя установить с такой же точностью, как их изотопные составы и концентрации Sr. Можно допустить, что базальтовая магма соответствует среднему составу базальтов щитового вулкана, а расплав андезитобазальта – среднему составу лав стратовулкана, располагающихся на тренде 2а (рис. 3, б) и в его непосредственной окрестности. Рассчитанный исходя из этих составов и установленных пропорций смешения расплав весьма близок по химическому составу природной гранитной эвтектике; выплавляющейся при давлениях 1–2 кбар [17] в присутствии водного флюида. Полученная оценка соответствует предполагаемой глубине промежуточной магматической камеры.

Андезит заключительного извержения (обр. 2041, таблица) значимо обогащен радиогенным стронцием по сравнению с лавами тренда 2б (рис. 3, б). Возможно, это связано с повторной ассимиляцией андезитовым расплавом заключительных извержений гранитных выплывов из пород подводящего канала вулкана при формировании наложенной зоны и побочных образований. Альтернативной гипотезой является взаимодействие расплава с морской водой ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7093 \pm 2$, $[\text{Sr}] = 8,5$ мг/л) около поверхности [18].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в образовании пород вулкана Плоские Сопки участвовало не менее двух источников вещества. Первый из них располагался в пределах системы субдуцированная океаническая плита – перекрывающий мантийный клин, характеризовался низкими значениями Rb/Sr, постоянными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и функционировал на стадии формирования щитового вулкана и в период развития стратовулкана, по-видимому вплоть до времени образования наложенной зоны шлаковых конусов. Изменение составов расплавов – производных этого источника происходило только за счет их фракционной кристаллизации. Смена геодинамического режима на рубеже 30–45 тыс. лет обусловила вовлечение в процесс второго – внутрикорового источника вещества с более высокими Rb/Sr-отношениями и обогащенным радиогенным стронцием изотопным составом. Образовалась промежуточная магматическая камера, в которой происходил процесс (возможно, повторяющийся) частичного плавления вмещающих метаморфических пород в присутствии водно-щелочного флюида под действием тепла, выделяемого базальтовой магмой, и ассимиляции гранитного расплава, обогащенного кремнеземом, щелочами и несовместимыми редкими элементами. Вероятно, что на стадии формирования наложенной зоны и побочных образований дифференцированный андезитовый расплав взаимодействовал около поверхности с морской водой. Полученные по геохимическим критериям выводы согласуются с геологическими данными. На присутствии внутрикоровой магматической камеры указывает наличие на вершине вулкана двух крупных кальдер, одновозрастных с породами наложенной зоны шлаковых конусов, одна из которых (размером 4 км в поперечнике) расположена внутри второй (соответственно 6,5 км). Такие кальдеры образуются, как правило, при проседании конуса вулкана в освободившийся после извержения резервуар вулканического очага, который находится на небольшой глубине.

ВЫВОДЫ

1. Генерация первичной магмы вулкана Плоские Сопки, характеризующейся средним значением $Rb/Sr = 0,066$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70340$, происходила в пределах верхней мантии зоны субдукции.

2. Расплавы пород вулкана питались не менее чем от двух источников вещества: мантийного в период формирования щитового вулкана и основного объема стратовулкана; внутрикорового в период формирования некоторых зон стратовулкана, кальдер и наложенной зоны шлаковых конусов. Внутри последнего происходила ассимиляция производными базальтовой магмы гранитных выплавов из метаморфических пород раннепалеозойской континентальной коры, а на заключительной стадии – взаимодействие гибридных расплавов с морской водой.

3. Кристаллизационная дифференциация расплавов определяет разнообразие пород – производных одного магматического очага. Процесс взаимодействия мантийных магм с континентальной корой отвечает смене глубинного очага магмогенерации внутрикоровой магматической камерой в связи с изменением геодинамических условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сирин А.И.* О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968.
2. *Чурикова Т.Г.* // Вулканологические исследования на Камчатке: Тез. докл. конф. мол. ученых-вулканологов. Петропавловск-Камчатский, 1990. С. 11.
3. *Флеров Г.Б., Чурикова Т.Г.* // Петрология и геохимия вулканитов в связи с эволюцией вулканоструктуры и динамикой вулканического процесса (массив Плоские Сопки, Камчатка): Тез. докл. II Всерос. вулканол. совещ. Иркутск, 1992. Июнь.
4. *Флеров Г.Б., Чурикова Т.Г., Ярошевский А.А.* Происхождение пород вулкана Плоские Сопки (В печати).
5. *Смоляр М.И., Колесников Е.М.* // Методы изотопной геологии: Тез. докл. школы-семинара. Звенигород, 1990.
6. *Хотин М.Ю., Виноградов В.И. и др.* // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 5.
7. *Иванов Б.В., Плюснин Г.С.* // Тез. докл. XI Всесоюз. симп. по геохимии изотопов. М., 1986. С. 172.
8. *Пампура В.Д., Сандимирова Г.П.* Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. Новосибирск: Наука, 1991. 120 с.
9. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989.
10. *Zheng Y.F.* // Chem. Geol. (Isot. Sci. Sect.). 1989. V. 30. P. 1.
11. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 30.
12. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М.* // Докл. АН СССР. 1991. С. 58.
13. *Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж.* Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982.
14. *Defant M.J., Ragland P.C.* // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 274.
15. *Stosch H.G., Schmucker A., Reys Ch.* // Terra Nova. 1992. V. 4. № 1. P. 53.
16. *Thompson A.B.* // Nature. 1992. V. 358. P. 295.
17. *Zharikov V.A., Epeľ'baum M.B., Bogolepov M.V.* // Experiment in geosciences. 1991. V. A. P. 1.
18. *Сандимирова Г.П., Пампура В.Д., Гелетий В.Ф.* // Тез. докл. XI Всесоюз. симп. по геохимии изотопов. Москва, 1–3 декабря 1986 г. С. 310.

Институт вулканической геологии и геохимии
ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский
Московский государственный университет

Поступила в редакцию
17.03.93

**THE MAGMATIC EVOLUTION OF THE PLOSKIE SOPKI VOLCANO, KAMCHATKA
(ANALYSIS OF THE Sr ISOTOPE GEOCHEMISTRY)**

First results concerning the study of both geochemistry and Sr isotope systematics in the volcanic series from Ploskie Sopki volcano are presented. Sr isotope data differ significantly for basalts from the shield volcano (0.70342 ± 2), andesitic basalts of the strata volcano (0.70357 ± 2), andesites of caldera (0.70370 ± 5), thus testifying to the existence of both deep (initial) and subsurface (secondary) magmatic chambers. Fractional crystallization is considered as the main process responsible for diversity of rocks derived from the certain unit of magma generation. Assimilation of crust metamorphic rocks by primitive basaltic melt corresponds to the change between the deep source of magma generation and the within-crust magmatic chamber, where the mixing between 87 wt.% of basaltic magma and 13 wt.% of minimum-temperature granitic crust-derived melt occurs in the presence of water fluid.