

УДК 552.331

ПЕРИОДИЧЕСКОЕ СМЕЩЕНИЕ МАГМ С КУМУЛЯТАМИ КАК МЕХАНИЗМ ЦИКЛИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНА БАРАНСКОГО (О. ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

© 1997 г. И. Н. Биндеман

Университет Чикаго
Геофизический факультет
США, Чикаго, Эллис Авеню, 5734
Поступила в редакцию 04.09.95 г.

Вулканическая серия вулкана Баранского сформировалась в результате гомодромной эволюции от основных андезитобазальтов до риодацитов, которая, однако, носила ярко выраженный циклический характер. В стратиграфическом разрезе вулкана выделяются три антидромных перелома, в которых состав пород меняется от андезитов до андезитобазальтов в сочетании со скачкообразным возрастанием количества основных фенокристаллов. В породах также четко проявлены свидетельства смешения магм и свидетельства смешения андезитовых магм с андезитобазальтовыми вкрапленниками (кумулятами): сильные неоднородности состава и текстур, неравновесные сочетания фенокристаллов в присутствии быстрозастывших, редкопорфировых меланократовых включений базальтового состава. Балансовые расчеты в совокупности с петрографическими и петрохимическими данными позволяют заключить, что антидромные переломы обусловлены одновременным добавлением в андезитовую или дацитовую магму-фракционат 15–25% основных фенокристаллов и первых процентов базальтовой магмы, поступавшей в очаг. Эта магма могла быть источником энергии для размещения основных кумулятов. Эволюция верхнего очага вулкана, характеризовалась периодическим его пополнением небольшими порциями высокотемпературных базальтовых магм, что вызывало периодическое смешение магм и магм с кумулятами. Это вызывало антидромные переломы на фоне гомодромной эволюции, обусловленной кристаллизационной дифференциацией.

ВВЕДЕНИЕ

Периодическое пополнение очагов новыми порциями высокотемпературных примитивных расплавов, приводит к циклическому смешению магм и ныне признается обоснованной причиной антидромных “переломов” в эволюции вулканических серий [1]. Очевидно, что подобные процессы должны приводить к антидромным циклам в эволюции вулканизма и к ритмическому, “расслоенному” строению вулканического разреза. Удачным объектом для рассмотрения подобного феномена является голоцен-плейстоценовый ритмический разрез вулкана Баранского на о. Итуруп с ритмами от андезито-базальтов до андезитов и андезито-дацитов, выявленный нами в ходе петрохимического опробования постройки вулкана. Изучение минералогии, петрохимии и геохимии этого разреза позволяет предложить модель циклической эволюции непрерывно дифференцирующегося верхнего очага вулкана, периодически подпитываемого новыми порциями высокотемпературных основных расплавов.

ГЕОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ВУЛКАНА

Вулкан Баранского является одним из действующих вулканов Курильской Гряды. Он располо-

жен в пределах Хребта Грозного близ Тихоокеанского побережья о. Итуруп. Современная постройка вулкана (рис. 1), сложенная андезитобазальтами, андезитами и андезито-дацитами (табл. 1), представляет собой конус высотой 1132 м с морфологически четко выраженным вершинным кратером диаметром 400–500 м и глубиной 40–50 м. Его северная часть разрушена мощным и коротким, преимущественно дацитовым лавовым потоком, а центральная часть кратера заполнена экструзивным куполом аналогичного состава. На поверхности потока и в окрестностях вулкана встречается большое количество вулканических бомб (0.1–1 м), отвечающих по составу и облику потоку и экструзивному куполу.

История формирования постройки вулкана согласно последним радиоуглеродным датировкам началась около 16 тыс. лет назад [2]. Последнее извержение, сформировавшее экструзивный купол, поток и бомбы имело место в интервале 490–380 лет назад, что хорошо согласуется с морфологической сохранностью его продуктов.

Согласно данным сейсмического зондирования [3], под вулканом обнаружены области отсутствия обмена сейсмических волн в интервалах 2–3, 5–6 и более 20 км, интерпретируемые как коровые и нижнекоревые-мантийные очаги соответственно. В настоящее время вулкан проявляет лишь активную сольфатарную деятельность.

Таблица 1. Химический состав пород вулкана Баранского

пп	1	2	3	4	5	6	7
Компонент	В341/2	В341/1	В362/1	В359	В363	В350	В342
SiO ₂	64.15	54.98	52.30	57.56	57.84	59.86	63.45
TiO ₂	0.51	0.36	0.61	0.79	0.74	0.71	0.55
Al ₂ O ₃	14.02	16.40	18.08	17.08	16.11	16.11	16.39
Fe ₂ O ₃	3.36	4.81	6.85	3.10	5.61	2.05	1.18
FeO	4.02	4.89	4.45	5.51	3.19	5.78	5.60
MnO	0.12	0.11	0.16	0.25	0.22	0.20	0.13
MgO	1.65	4.92	2.87	4.06	3.68	3.30	1.58
CaO	6.15	8.01	9.17	7.02	6.70	6.68	5.99
Na ₂ O	3.55	3.45	3.23	2.70	2.60	2.76	3.54
K ₂ O	1.74	1.72	1.12	1.25	1.00	1.25	1.67
H ₂ O ⁺	0.60	0.59	0.58	0.57	0.48	0.84	0.39
H ₂ O ⁻	0.48	-	0.35	0.35	1.61	0.37	-
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.02	0.09	0.10	0.08	0.02
Сумма	99.19	99.94	98.71	100.33	99.88	99.99	99.81
La	7.6	7.0	6.6	4.4	6.7	6.8	9.0
Ce	18.9	19.0	15.8	14.8	13.3	16.8	23.2
Sm	2.0	2.4	2.0	2.0	2.4	2.9	2.5
Nd	15.7	6.3	6.2	15.2	6.0	14.1	18.7
Eu	0.9	0.99	1.0	1.2	1.0	1.1	0.91
Yb	4.0	4.0	2.0	3.5	1.8	2.7	2.0
Tb	0.82	0.89	0.88	0.78	0.63	0.69	0.91
Lu	0.55	0.50	0.50	0.39	0.30	0.36	0.35
Cr	9.7	25.7	6.6	45.4	9.0	21.8	16.4
Co	11.7	15.3	15.0	20.0	19.5	16.8	12.5
U	0.77	<0.5	0.40	0.64	0.77	0.44	2.7
Th	2.3	1.7	1.1	1.5	1.3	2.6	2.4
Ba	227	273	170	347	168	276	255
Rb	35.0	26	25.0	34.0	25	20	52
Cs	2.2	1.1	0.68	0.97	1.90	<0.5	1.2
Sr	124	<50	140	195	220	169	<50
Zr	67	66	40	69	<50	56	51
Hf	3.7	2.5	2.4	2.5	1.5	2.7	2.6
пп	8	9	10	11	12	13	14
Компонент	В343	В345	В362	В364	В358	В361	В360
SiO ₂	57.88	57.84	58.37	61.86	55.26	59.86	55.26
TiO ₂	0.68	0.70	0.74	0.55	0.71	0.75	0.68
Al ₂ O ₃	15.57	17.17	17.18	15.50	17.50	17.74	17.47
Fe ₂ O ₃	2.20	4.18	4.60	3.32	3.46	3.13	2.89
FeO	6.26	3.94	4.08	3.40	5.00	3.56	5.46
MnO	0.17	0.18	0.20	0.18	0.19	0.16	0.24
MgO	4.84	3.10	3.30	2.78	4.68	2.76	4.44
CaO	7.44	4.55	6.00	4.32	8.00	5.66	7.44
Na ₂ O	2.64	2.28	2.55	2.99	2.40	2.78	2.18

Таблица 1. (Окончание)

пп	8	9	10	11	12	13	14
Компонент	В343	В345	В362	В364	В358	В361	В360
K ₂ O	1.20	1.14	0.94	1.52	1.10	1.25	0.94
H ₂ O ⁺	0.30	2.85	1.17	1.59	1.00	1.37	1.63
H ₂ O ⁻	0.26	1.37	1.07	1.39	0.93	1.02	0.99
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.10	0.11	0.09	0.08	0.09
Сумма	99.53	99.59	100.29	99.73	100.33	100.12	99.71
пп	15	16	17	18	19	20	21
Компонент	В356	В351	В352/2	В346	В342/2	В349/1	В399
SiO ₂	58.84	59.18	72.91	60.60	52.72	55.28	53.43
TiO ₂	0.75	0.69	0.85	0.70	0.86	0.69	0.62
Al ₂ O ₃	16.00	15.08	9.66	15.39	17.78	14.77	15.82
Fe ₂ O ₃	4.13	2.78	1.31	2.85	4.18	2.02	6.88
FeO*	4.97	5.55	4.17	5.78	4.77	6.93	5.32
MnO	0.21	0.22	0.12	0.25	0.28	0.23	0.18
MgO	3.80	4.44	0.73	3.16	5.28	7.46	3.07
CaO	6.90	7.02	2.96	6.34	8.68	8.82	10.04
Na ₂ O	2.82	2.64	2.90	2.76	2.34	2.18	3.08
K ₂ O	1.20	1.24	1.79	1.25	1.00	0.81	1.16
H ₂ O ⁺	0.31	0.66	2.71	0.30	1.01	0.29	0.48
H ₂ O ⁻	0.46	0.31	—	0.38	0.70	0.28	—
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.08	0.09	0.15	0.08	0.08
Сумма	100.48	99.93	99.65	99.83	99.67	99.84	99.95

Примечание. Анализы пород выполнены методом мокрой химии в Институте вулканологии РАН (аналитик Т.Г. Осетрова); а содержания редких элементов методом нейтронной активации (INNA) в ЦНИГРИ МинГео. Породы последнего извержения – 1, 2 (лавовый поток), 4 – (экструзивный купол), 17, 18 (бомбы); 3, 19, 21 – меланократовые включения в лавовых потоках 10, 7, 1 соответственно; 1, 2 – гетеротакситовые полосы с разным количеством фенокристаллов; остальные анализы – лавы молодого конуса вулкана.

Породы конуса вулкана представлены лавовыми и агломератовыми потоками, варьирующими по составу от андезитобазальтов до андезито-дацитов (табл. 1). Базальты встречены нами только в виде мелкозернистых меланократовых включений, присутствующих во всех породах, кислее чем андезиты (табл. 1). Рис. 2 иллюстрирует реконструированный стратиграфический разрез конуса вулкана. Видно, что в пределах разреза может быть выделено три ритма, внутри которых состав пород меняется от андезитобазальтов (54–55% SiO₂) до андезитов и андезитодацитов (59–61% SiO₂). Переход от ритма к ритму осуществляется скачкообразно и антидромно от 60 до 55% SiO₂. Примечательно (рис. 2), что увеличение кремнекислотности в пределах одного ритма обратно коррелирует с общим количеством фенокристаллов, содержащихся в породе: наиболее основные породы, слагающие основание ритмов, содержат максимальное количество фенокристаллов, а переход от ритма к ритму сопровождается скачкообразным возрастанием их количества и появлением вкрап-

ленников оливина и плагиоклаза со следами скелетного роста. Магнитная восприимчивость пород, индицирующая количество магнетита в породе как одного из вкрапленников, также прямо коррелирует с общим количеством фенокристаллов.

Породы последнего извержения (поток, купол и вулканические бомбы) завершают стратиграфический разрез и лучше всего доступны для опробования. Петрохимическое опробование продуктов последнего извержения (рис. 3) выявило, что для них характерны сильные неоднородности состава от андезитобазальтов (54% SiO₂) до дацитов (64% SiO₂), а также текстурные неоднородности: мелкозернистые меланократовые включения (полосчатые) разности пород с составом отдельных полос андезито-базальт-дацит, андезит-дацит и рядом менее контрастных. Помимо этого среди вулканических бомб встречены риолиты (SiO₂ = 72%) и их риолит-андезитобазальтовые гетеротакситовые разности. Наиболее распространены породы с содержанием SiO₂ в интервале

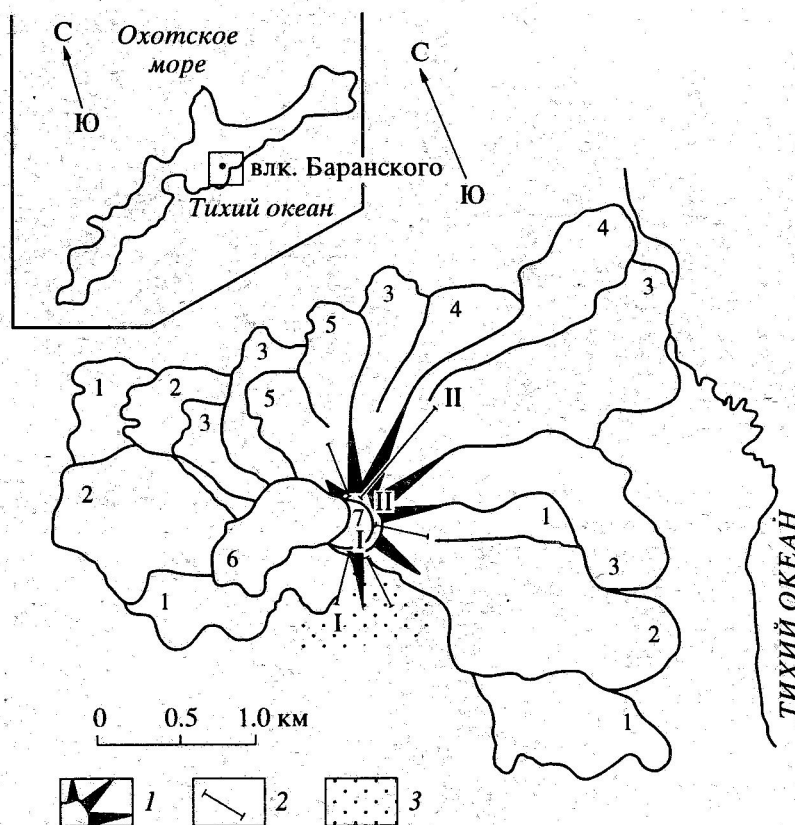


Рис. 1. Схема строения вулкана Баранского; цифры соответствуют последовательности излияния потоков по данным дешифрирования аэрофотоснимка; 1 – вершинная часть вулкана с кратером, 2 – профили опробования разреза конуса вулкана: I–I соответствует последовательности потоков на рис. 2, II–II последовательности 16–6–20 (табл. 1); 3 – зоны активной сольфатарной деятельности.

№ пп	№	SiO ₂ , %			Ni, %				κ		Ol	Pl*	Ритм
		55	60	65	10	20	30	40	1000	3000			
10	В-364												III
9	В-359										+	+	
8	В-350												II
7	В-356												
6	В-345												
5	В-360										+		I
4	В-361												
3	В-362												
2	В-363										+	+	
1	В-342												

Рис. 2. Ритмические вариации кремнекислотности пород, общего количества фенокристаллов (N, %) и магнитной восприимчивости пород (κ) в серии последовательно извергнутых лавовых потоков вулкана Баранского; Ol – фенокристаллы оливина, Pl* – фенокристаллы плагиоклаза со следами скелетного роста; I, II, III – выделенные ритмы.

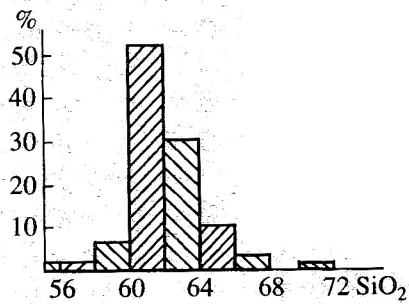


Рис. 3. Гистограмма частоты встречаемости пород различной кремнекислотности в неоднородных продуктах последнего извержения вулкана Баранского (использованы данные автора, [3] и данных Итурупской ГПРЭ).

62–64% SiO_2 (рис. 2). В большинстве случаев эти полосы содержат большее чем вмещающая порода количество основных вкрапленников, достигающее 35–45%, что обуславливает их более основ-

ной состав. В полевых условиях удается наблюдать все стадии гомогенизации и механического перемешивания таких полос по направлению движения магмы.

МЕЛАНОКРАТОВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Помимо указанной неоднородности состава и текстур, для пород, кислее чем андезиты (в т.ч. для всех продуктов последнего извержения) свойственны меланократовые включения. Эти меланократовые включения, имеющие базальтовый состав ($\text{SiO}_2 = 50\text{--}54\%$) характеризуются округлой формой и размерами лежащими в интервале 1–10 (реже больше) сантиметров. Включения имеют мелкозернистую, каркасную структуру основной массы породы (рис. 4а) и часто окружены мелкозернистой закалочной каймой, в которой микролиты имеют футляровидный облик. Включения

Таблица 2. Представительные составы ядер фенокристаллов в породах вулкана Баранского

Минерал	<i>Ol</i>		<i>Sp</i>			<i>Pl</i>				<i>Crx</i>				
	1	1	1	2	3	1	2а	2б	3	1	2	3	4	
Порода	1	1	1	2	3	1	2а	2б	3	1	2	3	4	
SiO_2	40.87	0.21	50.0	51.1	56.3	52.04	52.69	52.56	52.46					
TiO_2		0.28				0.22	0.08	0.22	0.35					
Al_2O_3		15.8	30.3	29.9	25.3	0.30	1.99	0.30	1.20					
FeO^*	9.93	23.3	1.2	0.8	1.1	11.17	5.96	12.28	10.34					
MnO	0.15	0.2				0.49	0.15	0.49	0.34					
MgO	49.00	12.3			0.30	13.92	13.06	13.28	14.33					
CaO		0.18	14.2	13.1	9.74	20.39	18.17	20.60	20.45					
Na_2O			3.2	4.0	4.63	0.33		0.32	0.33					
K_2O			0.13	0.27	0.57	0.16	0.03	0.16	0.08					
Cr_2O_3		47.7				0.09	1.71		0.03					
Сумма	99.95	99.97	99.03	99.17	99.94	99.11	99.84	99.53	99.91					
Состав	Fo90 Fa10		An75 Or.5 Ab25	An64 Or1 Ab35	An50 Or1.5 Ab49	Wo42 En40 Fs18	Wo37 En53 Fs9.5	Wo42 En38 Fs20	Wo42 En40 Fs18					
Минерал	<i>Orx</i>			<i>Сит</i>		<i>Mt</i>		<i>Ilm</i>						
Порода	1	2	3	2	2	2	2	2	2					
SiO_2	52.27	52.67	51.97	56.80	12.37	0.23								
TiO_2	0.14	0.18	0.14	0.04	2.60	48.75								
Al_2O_3	1.17	0.39	0.59		81.39	0.27								
FeO^*	15.73	21.91	24.80	16.50	0.47	47.52								
MnO	0.40	0.16	1.04	0.75	0.47	0.55								
MgO	26.42	21.10	19.96	24.20	2.49	1.99								
CaO	2.01	2.59	1.21	1.17										
Na_2O				0.30										
K_2O				—										
Cr_2O_3					0.03	0.14								
Сумма	98.14	99.00	99.71	99.76	99.32	99.45								
Состав	Wo3 En74 Fs23	Wo4 En61 Fs35	Wo2 En57 Fs41											

Примечание. 1, 2, 3 – фенокристаллы в андезитобазальтах, андезитах и дацитах вулкана соответственно.

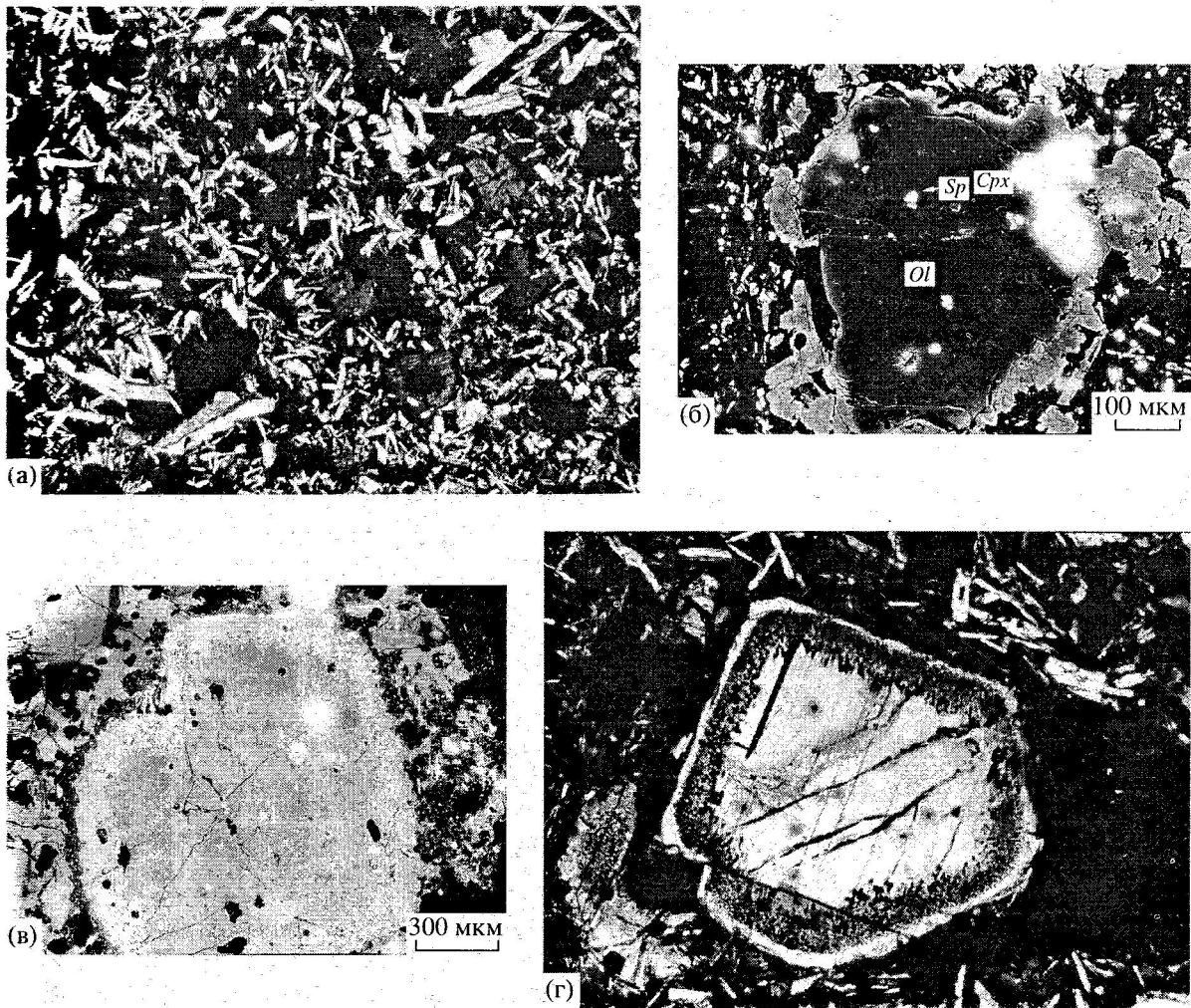


Рис. 4. Петрографические особенности пород вулкана Баранский: а – мелкозернистое меланократовое включение (обр. В-342/1, табл. 1), длина диагонали рисунка – 6 мм; б – вкрапленник оливина с включениями хромшпинели, обрастающий каймой из пироксенов (дацит, обр. В-342/1, табл. 1); в – вкрапленник плагиоклаза с обратной зональностью; г – вкрапленник плагиоклаза с зоной резобции, диаметр рисунка – 3 мм.

всегда более кристалличны, чем вмещающая порода, причем 40–50% кристалличности приходится на микролиты и лишь 7–15% на вкрапленники. Другой важной особенностью включений является их сильная пористость. Измерение объемной плотности включений [4] выявило, что они, несмотря на более основной состав, имеют меньшую плотность, чем вмещающая их порода. Эти факты заставляют нас рассматривать меланократовые включения как ретроградно насытившиеся летучими каплями высокотемпературной основной магмы застывшие в условиях переохлаждения внутри более холодной дацитовой магмы [4–6].

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СМЕЩЕНИЯ МАГМ

Проявленность процессов смешения находит свое выражение и на минералогическом уровне.

Анализы минералов были выполнены на электронном микроскопе CamScan с энерго-дисперсионной аналитической приставкой Link AN 10 000 в МГУ. Были изучены породы различной кремнекислотности, составляющие основания и верхи каждого ритма, а также продукты последнего извержения, где процессы гибридизма проявлены наиболее четко.

Для андезитобазальтов (табл. 2) характерны вкрапленники оливина (*Ol*), хромшпинели (*Sp*), плагиоклаза (*Pl*), орто (*Orx*) и клинопироксена (*срх*), магнетита (*Mt*). Андезиты и дациты содержат вкрапленники плагиоклаза, орто и клинопироксена, магнетита и реже кварца (*Q*) и ильменита (*Ilm*). Краевые части вкрапленников ортопироксена и клинопироксена обрастают амфиболом куммингтонитового ряда. Куммингтонит встречается и в виде микролитов в основной массе некоторых лавовых потоков и меланократовых включений,

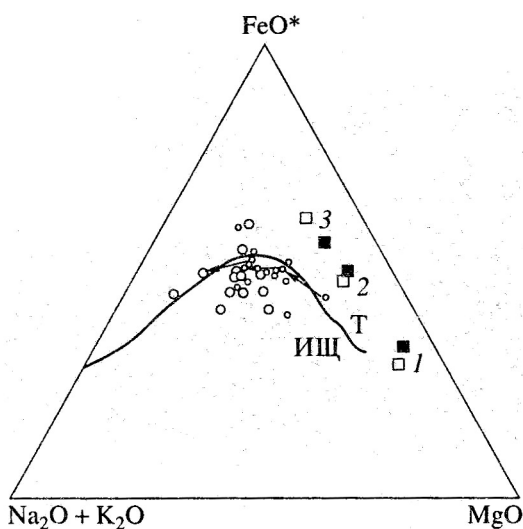


Рис. 5. Диаграмма AFM для вулкана Баранского: маленькие кружки – породы конуса вулкана; большие кружки – продукты последнего извержения (поток, экструзивный купол, бомбы); зачерненные квадраты – валовые составы фенокристаллов в: 1 – андезитобазальтах, 2 – андезитах, 3 – андезитодацитах; пустые квадраты – рассчитанный из балансовых расчетов (табл. 3) валовый состав тех же фенокристаллов (кумулятов).

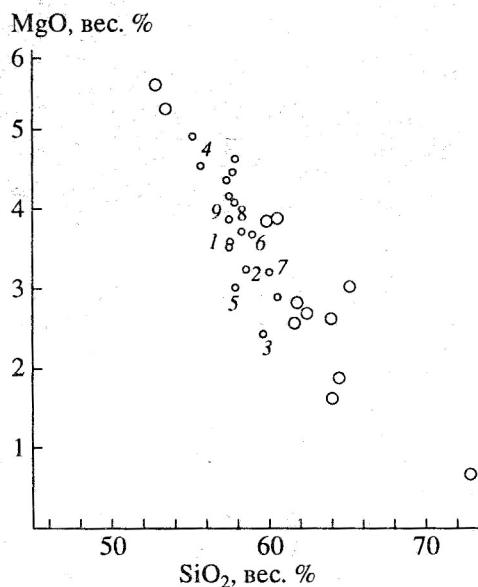


Рис. 6. Вариации MgO и SiO₂ для вулканической серии вулкана Баранский; обозначения см. рис. 5; номера соответствуют рис. 2 и обозначают последовательность лавовых потоков в разрезе I-I.

имеющих свежий облик, что отвергает возможность его вторичного генезиса.

Помимо выделенных парагенезисов вкрапленников, лавовые потоки конуса вулкана, слагающие основания каждого из ритмов, а также продукты последнего извержения характеризуются присутствием сразу нескольких их ассоциаций.

В продуктах последнего извержения (дациты и риолиты) присутствуют вкрапленники магнезиально-го оливина с включениями хромшпинели (рис. 4б), а в андезитобазальтах спорадически встречается кварц, что приводит к неравновесной ассоциации вкрапленников кварц + оливин. Наиболее информативным вкрапленником является плагиоклаз, так как он встречается во всех породах и характеризуется наиболее выраженной зональностью. Принципиально может быть выделено 2 основных типа вкрапленников.

1. Вкрапленники с прямой зональностью от *An*85 до *An*60. Часто краевые зоны таких вкрапленников содержат большое количество захваченных расплавных включений или же имеют скелетную морфологию, свидетельствующую о кристаллизации в условиях переохладения.

2. Вкрапленники с обратной зональностью от *An*60 до *An*70, подвергшиеся резорбции (рис. 4в). Для некоторых из них характерно присутствие зоны резорбции типа “dusty” (рис. 4г), воспроизведенной экспериментально при диффузионном взаимодействии вкрапленника кислого плагиоклаза с основным расплавом [7]. Обратная зональность вкрапленников и структуры их растворения указывают на нагревание вмещающего их расплава. Наиболее крупные (до 3 мм) вкрапленники плагиоклаза являются “сквозными” и как бы запечатлевают в своем составе, зональности, зонах резорбции всю магматическую историю вулканической серии. Для них свойственно чередование зон с прямой и с обратной зональностью, что возможно, отражает несколько этапов термальных возмущений в процессе роста кристалла.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ЯВЛЕНИЙ СМЕШЕНИЯ-ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Анализы пород вулкана лежат на границе известково-щелочных и толеитовых пород на диаграмме AFM (рис. 5). Эта “промежуточность” подчеркивается сочетанием искривленного толеитового и прямолинейного известково-щелочного трендов на двойных и тройных перохимических диаграммах. Примечательно, что породы конуса вулкана образуют искривленный толеитовый тренд, отражающий процессы фракционной кристаллизации (рис. 6). Обратим внимание, что изменения химизма, связанное с дифференциацией, в пределах выделенных ритмов в целом комплиментарны. Валовый состав вкрапленников, посчитанный как средневзвешенный с учетом пропорций каждого вкрапленника эволюционирует гомодромно в соответствии с характером эволюции всей серии. Примечательно, что валовый состав вкрапленников весьма близок к расчетному, получаемому из балансовых расчетов (см. ниже).

Это является другим петрохимическим свидетельством фракционирования наблюдаемых парагенезисов вкрапленников. Анализы пород последнего извержения располагаются как на тренде дифференциации, так и на прямой линии (линии смешения) соединяющей дациты с андезитобазальтами и/или их кумулятами (рис. 6). При этом точки составов пород, располагающиеся на тренде дифференциации, относятся к толеитовой серии, а на линии смешения – к известково-щелочной. Этот вывод является важным конкретным природным подтверждением возможности генезиса известково-щелочных вулканических серий за счет процессов автосмещения в процессе дифференциации толеитовых магм.

График распределения редких земель (рис. 7) иллюстрирует сходство формы спектров распределения для пород различной кремнекислотности, что доказывает генетическую общность всех пород вулканической серии. Обращает на себя внимание плоская форма спектра распределения и отсутствие четко выраженного европиевого минимума для пород вулкана, что может указывать на процессы аккумуляции плагиоклаза, произошедшее вследствие смешения магмы-дифференциата с содержащими плагиоклаз кумулятами.

Идентичность изотопного состава $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51306) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7033) пород различной кремнекислотности вулкана [8] указывает на то, что описываемые процессы смешения-дифференциации происходили с изотопно и, вероятно, генетически родственными магмами и кумулятами, являющимися производными одной исходной магмы. В то же время из петрохимических и геохимических диаграмм остается не ясным чем обусловлены вариации составов пород, располагающихся вдоль линии смешения: либо со смешением магмы-дифференциата с основной магмой, либо с ее смешением с основными кумулятами, так как обе модели удовлетворительно объясняют разброс точек на диаграммах. На этот вопрос призваны дать ответ балансовые расчеты.

БАЛАНСОВЫЕ РАСЧЕТЫ

Анализы пород (табл. 1) и минералов (табл. 2) в совокупности с данными о парагенезисах фенокристаллов в каждой из пород ритмического разреза (рис. 3) были использованы для проверки предложенных выше гипотез фракционной кристаллизации, как причин гомодромной эволюции в пределах ритма и смешения магмы-дифференциата с ее же собственными основными кумулятами (табл. 3). При проверке гипотезы фракционной кристаллизации в качестве исходных составов были использованы анализы андезито-базальтов, слагающие основания разрезов каждого ритма, и содержащихся в них фенокристаллов. Итоговыми составами (магмами-дифференциатами) по-

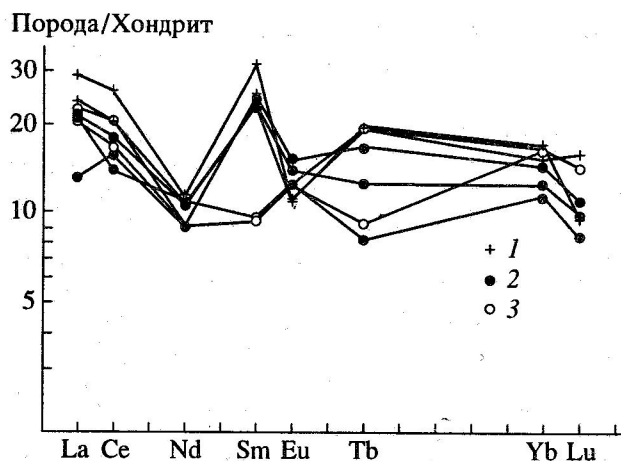


Рис. 7. Содержания редких земель: 3 – в базальтах и андезитобазальтах, 2 – в андезитах, 1 – в дацитах вулкана.

служили анализы андезитов и андезито-дацитов, слагающие верхи ритмов.

При проверке гипотезы аккумуляции фенокристаллов в качестве исходных составов были приняты андезиты верхов разрезов каждого из ритмов и фенокристаллы андезито-базальтов из оснований разрезов следующего ритма, а в качестве итогового состава (магмы) брался сам валовый анализ этого андезито-базальта. Иными словами рассматривалась модель смешения основных фенокристаллов андезито-базальтов с андезитовыми магмами как механизм генезиса самих андезито-базальтовых магм. Помимо этого, в модели 3 (табл. 3) кроме основных фенокристаллов происходило дополнительное добавление в систему базальтовой магмы, т.е. проверялась модель тройного смешения магма-дифференциат – основные кумуляты – основная магма. Расчеты были выполнены с использованием программ NEWPET и GPP. Качество расчета оценивалось сравнением наблюдаемого состава итоговой породы с ее расчетным составом; при этом были использованы общепринятые критерии качества расчета: 1 – сумма квадратов остатков такого сравнения не должна превышать 1, и 2 – вычитание (фракционирование) и добавление (аккумуляция) кристаллов должны выполняться по всем проверяемым фенокристаллам. Как видно из табл. 3, принятые критерии выполнены для каждой из моделей. Кроме того, важно отметить, что расчетное количество удаляемых (добавляемых) фенокристаллов сопоставимо с посчитанной в шлифах разностью между их количеством в исходной и итоговой породах.

Отметим, что модель фракционной кристаллизации хорошо подтверждается расчетом. В то же время наблюдаемая разница количеств фенокристаллов между низами и верхами каждого ритма оказываются слегка заниженными, по сравнению

Таблица 3. Результаты масс-балансовых расчетов.
 Модель 1: Фракционирование фенокристаллов

Исходная магма В-359	Количество фракционированных фенокристаллов, %	
	расчетное	наблюдаемое
Фенокристаллы	-11.5	-11.7
<i>Ol-I</i>	-0.2	-0.2
<i>Pl-I</i>	-1.0	-8.0
<i>Srx-I</i>	-7.6	-1.0
<i>Orx-I</i>	-0.6	-3.0
<i>Mt-I</i>	-2.0	-1.5
Магма-фракционат В-361	88.5%	88.3%

$$r^2 = 0.776$$

Модель 2: Аккумуляция фенокристаллов.

Исходная магма В-361, %	Расчетное 65	Наблюдаемое 79
Фенокристаллы	+35	+21
<i>Ol-I</i>	+1.5	+5
<i>Pl-I</i>	+19.5	+11
<i>Srx-I</i>	+7.5	+2
<i>Orx-I</i>	+4.3	+3
<i>Mt-I</i>	+2.5	0
Магма-аккумулят В-358	100%	100%

$$r^2 = 0.103$$

Модель 3: Аккумуляция фенокристаллов и смешение магм

Исходная магма В-361	Расчетное количество	Наблюдаемое количество
В-361	59.6	
Фенокристаллы	+28.5	+21
<i>Ol-I</i>	+3.1	+5
<i>Pl-I</i>	+11	+11
<i>Srx-I</i>	+12.6	+2
<i>Orx-I</i>	0	+3
<i>Mt-I</i>	+1.8	0
В-399	+12	
Гибридная магма В-358		100%

$$r^2 = 0.037$$

Примечание. Составы пород и минералов, использованные в расчетах – см. табл. 1 и 2; r^2 – сумма квадратов остатков.

с рассчитанным количеством кумулятов, необходимых для производства пород верхов каждого ритма. Это может быть связано с второстепенным процессом дорастания вкрапленников и появлением новых их генераций.

Напротив, модель аккумуляции, как причина перехода от бедных фенокристаллами верхов каждого из ритмов к богатыми фенокристаллами низов следующего ритма антидромных хотя и подтверждается расчетом, дает завышенные рас-

четные количества добавленных кристаллов по сравнению с наблюдаемыми (табл. 3). Это могло бы объясняться растворением добавленных фенокристаллов. Однако, как это устанавливается в шлифах, подобный процесс является весьма локальным. Кроме того, не ясна причина, при которой он имеет место. Наилучшее объяснение вариаций элементов, а также наблюдаемых количеств вкрапленников дает усложненная модель аккумуляции фенокристаллов в совокупности с добавлением в систему 10–12% базальтовой магмы

(табл. 3в). Эта модель является предпочтительной еще и потому, что новая порция высокотемпературной базальтовой магмы может являться тем энергетическим источником, способным размещать кумуляты.

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Приведенный выше фактический материал позволяет суммировать, что гомодромная эволюция вулканизма в пределах одного выделенного ритма обуславливается фракционированием основных фенокристаллов; переход от ритма к ритму связан с "обратным" смешением магмы-дифференциата с 20–35% основных фенокристаллов и первых процентов базальтовой магмы, поступившей в очаг. Процесс смешения основных участков, обогащенных кристаллами, с кислыми, обедненными ими можно наблюдать визуально в гетеротакситовых разностях пород. Наличие закаленных меланократовых включений базальтового состава, рассматриваемых нами вслед за большинством исследователей [4, 5, 9] как быстросостывшие капли основного расплава, поступившего в очаг, подтверждает участие базальтовой магмы в смешении.

Изучение набора, составов и характера зональности фенокристаллов также позволяет предполагать, что помимо простого их фракционирования в очаге, обусловившего гомодромную эволюцию вулканической серии, в очаг периодически поступали порции высокотемпературных (основных) магм. Их температурное воздействие на вмещающую магму-фракционат и смешение с ней приводило к появлению неравновесных минеральных ассоциаций и обратной зональности в них; в то же время основные вкрапленники с прямой зональностью и со следами скелетного роста могут интерпретироваться изначально принадлежащими самой высокотемпературной магме, испытавшими быстрое охлаждение при попадании в низкотемпературную магму-дифференциат.

Тот факт, что основная магма при попадании в дацитовую кристаллизуется на 50–60%, что соответствует количествам новообразованных микролитов в меланократовых включениях, свидетельствует, что ее пропорция была крайне мала. Используя методику, основанную на соотношении величин прямой и обратной зональности фенокристаллов и изменения степеней кристалличности двух смешивающихся магм, после решения уравнения теплового баланса, в [10] было определено, что объем пополнения очага вулкана Баранского новой порцией базальтовой магмы по крайней мере перед последним извержением не превышал первых процентов от объема заполняющей очаг дацитовой-риодацитовой магмы. Это является еще одним свидетельством того, что

главный вклад в "поосновнение" вулканитов дают основные кумуляты.

Смешение магмы-дифференциата с ее же собственными кумулятами не вызывает принципиальных возражений и может быть связано с внедрением новой порции магмы под слой кумулятов вызывающее их последующее конвективное размешивание [11]. В то же самое время наличие высокозакристаллизованных меланократовых включений указывает на ограниченность смешения базальтовых и риодацитовых расплавов во время последнего извержения, что обусловлено сильными различиями их температур солидуса и ликвидуса.

Смешение же разновязких и разноплотностных базальтовых и андезитовых расплавов также вызывает ряд возражений. Экспериментальное изучение смешения разновязких модельных жидкостей моделирующих основные, средние и кислые магмы показало крайнюю трудность их конвективного смешения [1]. Высокотемпературная и более плотная основная магма опускается на дно, формируя самостоятельный конвектирующий слой. Таким образом для смешения магм необходим механизм инверсии плотностей, приводящий к всплытию и смешению основной магмы в магме-дифференциате. Одним из наиболее вероятных таких механизмов является ретроградное насыщение расплавов летучими, что приводит к уменьшению исходной высокой плотности расплава за счет выделения в них в процессе кристаллизации определенного количества газовых пузырьков [4]. То что такой процесс мог играть определяющую роль в смешении на вулкане Баранского, свидетельствуют пористые, разуплотненные меланократовые включения, ретроградно насытившиеся летучими при их кристаллизации.

Эволюция вулканической серии вулкана Баранского обусловлена, таким образом, периодическим пополнением непрерывно дифференцирующегося верхнего очага новыми порциями высокотемпературных базальтовых магм из нижнего магматического резервуара. Главный объем основного инградиента для смешения образуют основные кумуляты. Новые порции базальтовых магм служили таким образом не столько источником вещества сколько источником энергии для размешивания кумулятов. Эволюция верхнего очага вулкана Баранского происходила по принципу авторазвития и автосмешения вызванного периодическим его пополнением очага небольшими порциями исходных магм.

Автор признателен А.В. Тутубалину (МГУ) и С.Н. Рычагову (ИВ РАН) и Г.С. Штейнбергу (ИМГиГ РАН), В.С. Знаменскому за сотрудничество и дискуссии, а также анонимному рецензенту.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Turner J.C., Campbell I.H.S. *Earth. Sci. Rev.* 1986. V. 23. № 4. P. 225–352.
2. Штейнберг Г.С., Таран Ю.А. и др. Вулканическое районирование о-вов Итуруп и Кунашир. Южно Сахалинск, 1991.
3. Злобин Т.К., Знаменский В.С. Геология рудных месторождений, 1991. № 3. С. 3–25.
4. Биндеман И.Н. Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // *Петрология*, 1995. Т. 3. № 6. С. 632–644.
5. Eichelberger J.C. *Nature*, 1980. V. 288. № 5790. P. 446–451.
6. Bacon C.R. *J. Geophys. Res.*, 1986. V. B91. № 6. P. 6091–6112.
7. Tsuchiyama A. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1985. V. 89. № 1. P. 1–16.
8. Знаменский В.С., Журавлев Д.З. В кн.: *Современные гидротермы и минералообразование*. М.: Наука. 1988. С. 25–34.
9. Попов В.С. *Зап. ВМО*. 1986. Т.115. № 3. С. 311–325.
10. Биндеман И.Н. Объемные пропорции пополнения очагов новыми порциями магм, смешение магм и вулканические извержения // *Геохимия*, 1992. № 2. С. 310–316.
11. Pyle D.M., Ivanovich M., Sparks R.S.J. *Nature*, 1988. V. 331. № 6152. P. 157–159.

Recurrent Magma and Cumulate Mixing as a Mechanism of the Cyclic Evolution of Baranskogo Volcano, Iturup, Kuril Islands

I. N. Bindeman

The volcanic series of Baranskogo volcano developed as a result of a systematic acid-to-basic evolution from basic basaltic andesite to rhyodacite. The evolution shows a pronounced cyclic pattern. The stratigraphic sequence of the volcano comprises three basic-to-acid reversals, within which the rocks evolved from andesite to basaltic andesite simultaneously with a rapid increase in the amount of basic phenocrysts. The rocks also provide apparent evidence of magma mingling and mixing between andesite melts and basaltic-andesite phenocrysts (cumulates): a pronounced compositional and structural heterogeneity, nonequilibrated relationships between phenocrysts, and the occurrence of quenched scarce-porphyry melanocratic enclaves of basalt composition. Balance calculations, petrographic observations, and major-element data suggest that the acid-to-basic reversals were caused by the simultaneous addition of 15–20% basic phenocrysts and a few percent basalt magma (injected into the chamber) to the fractionated andesite or dacite melt. The injected magma could serve as an energy source for stirring the basic cumulates. The evolution of the upper magma chamber was affected by the recurrent injections of small batches of a high-temperature basalt melt. This resulted in the periodical mixing between the magmas and between the magmas and cumulates and, as a consequence, acid-to-basic reversals during the general basic-to-acid evolution, which was controlled by fractional crystallization.