

УДК 551.21+550.42

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРОД ВУЛКАНОВ ОСТРОГО И ПЛОСКОГО ТОЛБАЧИКОВ И СООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ БАЗАЛЬТОВОЙ И ТРАХИБАЗАЛЬТОВОЙ МАГМ НА ТЕРРИТОРИИ ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА (КАМЧАТКА)

© 2015 г. Г. Б. Флеров, В. В. Ананьев, Г. П. Пономарев

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,
e-mail: flerov@kscnet.ru*

Поступила в редакцию 04.08.2014 г.

Предложена петролого-геодинамическая модель магмогенеза вулканических образований на территории Толбачинского Дола. Установлены различия эволюции продуктов вулканизма и минерального состава пород стратовулканов Острого и Плоского Толбачиков с одной стороны и региональной зоны шлаковых конусов с другой. Делается вывод о генетической независимости базальтовой и трахибазальтовой магм и их смешении на этапе смены вулканизма центрального и трещинного типов. Ведущим процессом, ответственным за образование серий пород базальтовой и трахибазальтовой ассоциаций является кристаллизационная дифференциация, а вариации составов пород стратовулканов и конусов объясняются привнесом щелочной компоненты в очаг базальтовой магмы и их накоплением в процессе ее кристаллизации.

DOI: 10.7868/S0203030615030025

Извержение, произошедшее в 2012–2013 гг. в районе вулкана Плоский Толбачик, явилось показателем продолжающейся высокой вулканической активности этой территории и вызвало большой интерес геологической общественности. Оно произошло в пределах Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов и по структурному выражению, динамике проявления и составу излившихся продуктов сопоставимо с таковым Южного прорыва 1975–1976 гг. Пространственная сопряженность зоны шлаковых конусов и стратовулканов Острый и Плоский Толбачики вызвала полемику в отношении сценария поступления исходных для этих объектов магм к поверхности и положения магматических очагов, их продуцирующих. Результаты исследований показали существенные различия составов вулкаников [Волынец и др., 2013; Флеров, Мелекесцев, 2013; Еремина и др., 2014] и геодинамики вулканических процессов, сформировавших стратовулканы и зону шлаковых конусов, и был высказан тезис об относительной независимости и отсутствии прямого наследования их вулканизма [Флеров, Мелекесцев, 2013]. В настоящей статье приводятся результаты сравнительного анализа химического и минерального состава пород Толбачинского центра, дается оценка физико-химических условий их кристаллизации и предлагается петрологическая модель магмогенеза.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ВУЛКАНИЗМА РЕГИОНА

Подробное описание истории вулканизма в голоцене на территории Толбачинского Дола опубликовано в работах [Брайцева и др., 1984], геологическая карта голоценовых вулканических образований представлена на рис. 1. Конец верхнего плейстоцена 15–20 тыс. лет назад (л. н.) характеризовался в Ключевской группе вулканов интенсивным ростом позднплейстоценовых стратовулканов [Мелекесцев и др., 1970]. К их числу принадлежат вулканы Острый и Плоский Толбачики, морфологически представленные массивом двух сросшихся конусов с высотами 3682 и 3085 м соответственно. Геологическое строение стратовулканов и состав слагающих их пород ранее были описаны В.А. Ермаковым [Ермаков, 1977]. В дополнение к изложенному в упомянутой работе нами в одном из ранних лавовых потоков Острого Толбачика (см. точка 1 на рис. 1) были обнаружены ксенолиты пироксенитов, вермитов, гарцибургитов и оливинитов размером до 2 см. В настоящей статье петрографо-минералогические характеристики пород стратовулканов и Толбачинского Дола приводятся по образцам, отобраным во время полевых работ 1975–1980 и 2012–2013 гг. с привлечением материалов [Брайцева и др., 1984; Флеров и др., 1984].

На границе позднего плейстоцена–голоцена геотектоническая и палеогеографическая обстановки в районе существенно изменились. В резуль-

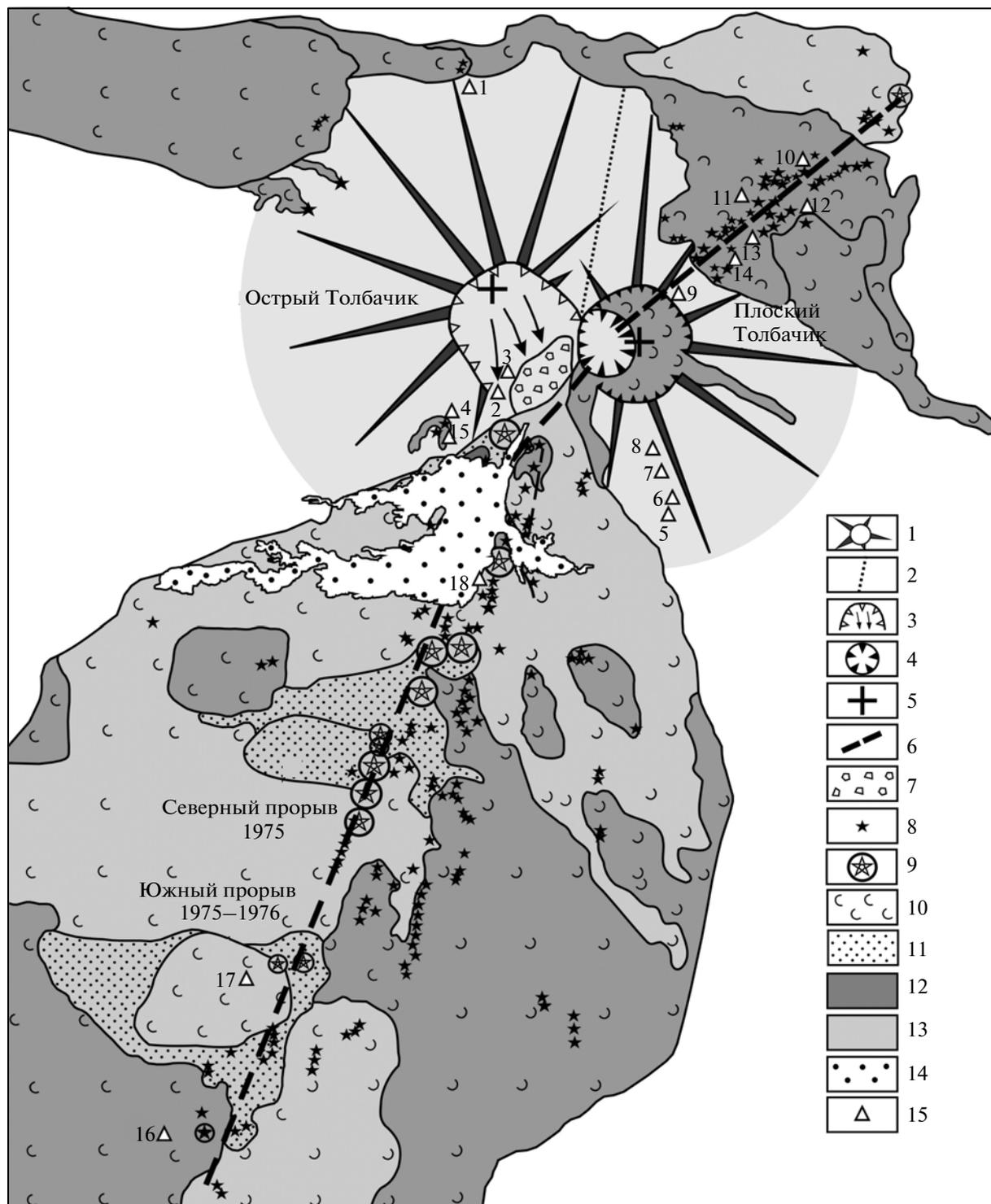


Рис. 1. Геологическая карта вулканических образований на территории Толбачинского Дола.

1 – стратовулканы; 2 – граница сочленения вулканов Острого и Пра-Плоского Толбачиков; 3 – обвальный цирк; 4 – кальдера обрушения; 5 – виртуальные кратеры стратовулканов Острого и Пра-Плоского Толбачиков; 6 – главный магмоконтролирующий разлом; 7 – моренные отложения; 8 – эруптивные центры извержений; 9 – шлаковые конусы; 10 – субшелочные глиноземистые базальты; 11 – магнезиальные базальты; 12 – 1-й этап вулканизма зоны шлаковых конусов; 13 – 2-й этап вулканизма зоны шлаковых конусов; 14 – извержение 2012–2013 гг.; 15 – места отбора образцов, номера соответствуют таблице 1. Карта составлена по [Брайцева и др., 1984; Флеров, Мелекесцев, 2013; Волынец и др., 2013].

тате возникла трещинная зона шириной 13–15 км и протяженностью 60–70 км [Брайцева и др., 1984]. Эта дугообразная зона прошла через постройку стратовулкана Пра-Плоский Толбачик, уже потухшего к тому времени, вызвав разрушение его вершинной части и образование кальдеры гавайского типа, кардинально изменив ее морфологию. Одновременно гигантский обвал разрушил и вершину соседнего вулкана Острый Толбачик, где образовался обвальный цирк шириной более 3 км. Судя по реконструкциям, стратовулкан Пра-Плоский Толбачик возник на склоне Острого Толбачика [Флеров, Мелекесцев, 2013]. Сложившаяся геотектоническая обстановка способствовала подъему из глубинных горизонтов литосферы магматического вещества, которое на поверхность поступало по сложной системе разломов, образуя многочисленные эруптивные центры и обширные лавовые поля. Это явилось началом формирования наложенной региональной зоны шлаковых конусов, протянувшейся от верховьев р. Студеной на севере до р. Толбачик на юге. Одновременно, наследуя канал, питающий стратовулканы, магмой заполняется кальдера Плоского Толбачика, где формируется щитовой вулкан. Было однозначно доказано, что все происходившие в голоцене извержения связаны с деятельностью региональной трещинной зоны [Большое трещинное..., 1984; Брайцева и др., 1984; Флеров, Мелекесцев, 2013].

В интервале 10–2 тыс. л. н. в течение первого и наиболее длительного этапа вулканизма региональной зоны, происходили извержения только субщелочных глиноземистых базальтов на протяжении всей ее длины, включая кальдеру Плоского Толбачика. Второй этап вулканизма, от 2 тыс. л. н. по настоящее время, характеризуется уменьшением активности трещинной зоны, что выразилось в сокращении ареала проявления вулканизма и сосредоточении эруптивных центров вдоль генерального магмоконтролирующего разлома и только южнее Плоского Толбачика. Это — этап контрастного вулканизма. Он знаменателен чередующимися и субсинхронными извержениями субщелочных глиноземистых и магнезиальных базальтов. Эруптивные центры извержений типов базальтов, включая исторические, занимают единую структурную позицию, располагаясь на одном разломе независимо от их гипсометрического уровня и расстояния от современной кальдеры Плоского Толбачика. Извержения базальтов контрастного состава происходили как из автономных, пространственно отделенных, эруптивных центров, так и из одного центра с последовательностью поступления магм от магнезиальных составов к субщелочным глиноземистым с промежуточными между ними разностями. Базальты промежуточного состава, которые представляют собой продукты смешения, изливались на заключительной стадии извержения Северно-

го и начальной стадии Южного прорывов. Кроме того, подобные разности также отмечаются и в автономных проявлениях второго этапа вулканизма региональной зоны шлаковых конусов [Флеров и др., 1984; Брайцева и др., 1984].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для построения петрохимических диаграмм породообразующих окислов использовались новые анализы, выполненные на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 в Институте геохимии СО РАН и материалы публикаций [Кирсанов, Пономарев, 1974; Ермаков, 1977; Флеров и др., 1984; Брайцева и др. 1984; Иванов, 2008; Флеров, Мелекесцев, 2013; Волынец и др., 2013].

Из всего объема вулканитов зоны шлаковых конусов для исследования минерального состава были использованы выборки пород: исторических извержений, как типичных представителей базальтоидов субщелочного глиноземистого типа, и этапа смены вулканизма центрального типа на трещинный, т.е. первого этапа вулканизма региональной зоны шлаковых конусов. При этом из переходного этапа были отобраны образцы с северо-восточной зоны, пересекающей вулкан Плоский Толбачик, из дайки мегаплагиофирового андезибазальта и крайнего южного конуса зоны шлаковых конусов (см. рис. 1). Составы породообразующих минералов определялись на рентгеновском микроанализаторе “Сamebax” (ИВиС ДВО РАН) с установленным энергодисперсионным спектрометром INCA с площадью кристалла 80 мм². Ток в режиме энергодисперсионного спектрометра на эталоне Ni — 20 на, ускоряющее напряжение 20 кВ, экспозиция 15 сек. В качестве эталонов использовались: голубой диопсид (Si, Mg, Ca), синтетический ильменит (Fe, Ti), синтетический фосфат алюминия (Al, P), альбит (Na), ортоклаз (K), синтетическая окись хрома (Cr), родонит (Mn). Поскольку многие лавы представлены субафировыми разностями, зондовые исследования проводились как в аншлифах, так и с использованием монофракций, включающих зерна размером более 0.2 мм. Это позволило получить статистически объективную и равнозначную информацию о составах минералов вкрапленников и субфенокристаллов. Составы основной массы пород определялись в сканирующем режиме по площади шлифа.

Были рассмотрены три породные ассоциации:

I — стратовулканов Острый и Плоский Толбачики; II — исторических извержений: прорывы Южный (1975–1976 гг.), извержение им. 50-летия ИВиС (2012–2013 гг.) и вершинных извержений кратера Плоского Толбачика 1966, 1970, 1975 гг.; III — 1-го этапа формирования зоны шлаковых конусов.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Для пород стратовулканов (ассоциация I) типичны структуры мелкопорфировые, серийно-порфировые, в меньшей степени встречаются субафировые. Текстуры пород – массивные. Они представлены оливин-пироксен-плагиоклазовыми разностями, в подчиненном количестве всегда присутствует ортопироксен, титаномагнетит. При этом, относительное содержание ортопироксена заметно выше в породах Плоского Толбачика. Рудный минерал отмечается в виде самостоятельной фазы и единично как включение в силикатных фазах. Среди фенокристаллов одним из первых кристаллизуется оливин, ортопироксен приурочен к поздней стадии. Его кристаллы часто включают реликты оливина, клинопироксена и плагиоклаза (рис. 2а и 2б). Этот порядок кристаллизации не всегда выдержан, отмечаются и обратные взаимоотношения, где оливин и ортопироксен представлены в виде реликтов в клинопироксене (см. рис. 2в и 2г). Встречены сегрегации состава $Ol + Crx + Orx$ размером до 0.4 мм со стеклом в интерстиции (см. рис. 2е). Стекло как микровключения встречается и в отдельных фенокристаллах оливина, плагиоклаза, клино- и ортопироксенов (см. рис. 2д). Структуры основной массы пород обычно интерсертальные и микролитовые. Она включает микролиты описанных выше минералов, отмечаются микролиты пижонита. В случае полной кристаллизации основной массы, появляется кварц.

Лавы Южного прорыва 1975–1976 гг. и извержения 2012–2013 гг. (ассоциация II) представлены оливин-плагиоклазовыми разностями с явным преобладанием плагиоклаза. Главной структурной особенностью их является наличие крупных мегакристаллов плагиоклаза. Типичными являются пористые текстуры. Клинопироксен встречается единично, ортопироксен отсутствует. Породам Южного прорыва свойственны мегаплагифирующие макроструктуры, лавы извержения 2012–2013 гг. представлены только субафировыми разностями. Структуры основной массы пород обычно витрофировые.

Вулканиды 1-го этапа зоны формирования шлаковых конусов (ассоциация III) характеризуются широкими вариациями структурного облика и переменным количественно-минеральным составом. Структуры пород от афировых до порфировых, мегаплагифирующие разновидности встречаются реже. В минеральной ассоциации вкрапленников и субфенокристаллов всегда присутствуют плагиоклаз, клинопироксен и оливин, где среди темноцветных минералов клинопироксен преобладает. Кроме того, отмечаются разности, содержащие также и ортопироксен.

ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД

В табл. 1 представлены анализы пород новые и ранее опубликованные, из которых проводились исследования составов минералов. На диаграммах рис. 3 и 4 видно, что породы ассоциаций I и II слагают две компактные дискретные совокупности, каждая из которых связана линейной корреляционной зависимостью. Соответственно, они представлены базальтами, андезибазальтами и трахибазальтами, трахиандезибазальтами и относятся к нормально-щелочному умеренно-калиевому и умеренно-щелочному высококалиевому типам (см. рис. 3а и 3б). Вулканиды значительно различаются как по щелочности, так и по содержанию всех других оксидов (см. рис. 4). Породы стратовулканов отличаются более широким интервалом кремнекислотности (SiO_2 – 49.2–56.8% против 49.4–53.6%), существенно меньшими концентрациями щелочей и титана. Отмеченные тенденции распределения петрогенных элементов валовых составов пород прослеживаются составами их основных масс, которые закономерно продолжают тренды их эволюции. В то же время, составы пород стратовулканов заметно варьируют по щелочности, что выражается двумя трендами их эволюции.

Если составы пород ассоциаций I и II образуют субпараллельные тренды эволюции с постепенным изменением щелочно-кремнекислотного отношения, то иная картина наблюдается в сравнении с таковыми ассоциации III. На диаграммах рис. 3 и 4 в области составов пород с кремнекислотностью 49.5–52.8% они занимают промежуточную позицию, связывающую поля составов пород ассоциации I и II, образуют ортогонально ориентированные линии регрессии составов с тенденцией резкого изменения щелочности (см. рис. 3а и 3б), титана и фосфора (см. рис. 4а и 4ж). Следует заметить, что промежуточные составы с аналогичной тенденцией повышения щелочности отмечаются и для части вулканидов стратовулканов. Обращает внимание то, что составы пород фундамента Ключевской группы пород, взятые из [Ермаков, 1977], слагают дискретные совокупности, которые располагаются в области таковых ассоциаций I и II.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Были исследованы минералы из пород Остро-го и Плоского Толбачиков, 1-го этапа формирования зоны шлаковых конусов, из субщелочного глиноземистого базальта Южного прорыва БТТИ и трахиандезибазальта прорыва Набоко извержения им. 50-летия ИВиС.

Составы минералов из пород ассоциаций I и II значительно различаются по содержанию компонентов и в то же время характеризуются сходным характером их распределения в кристаллизацион-

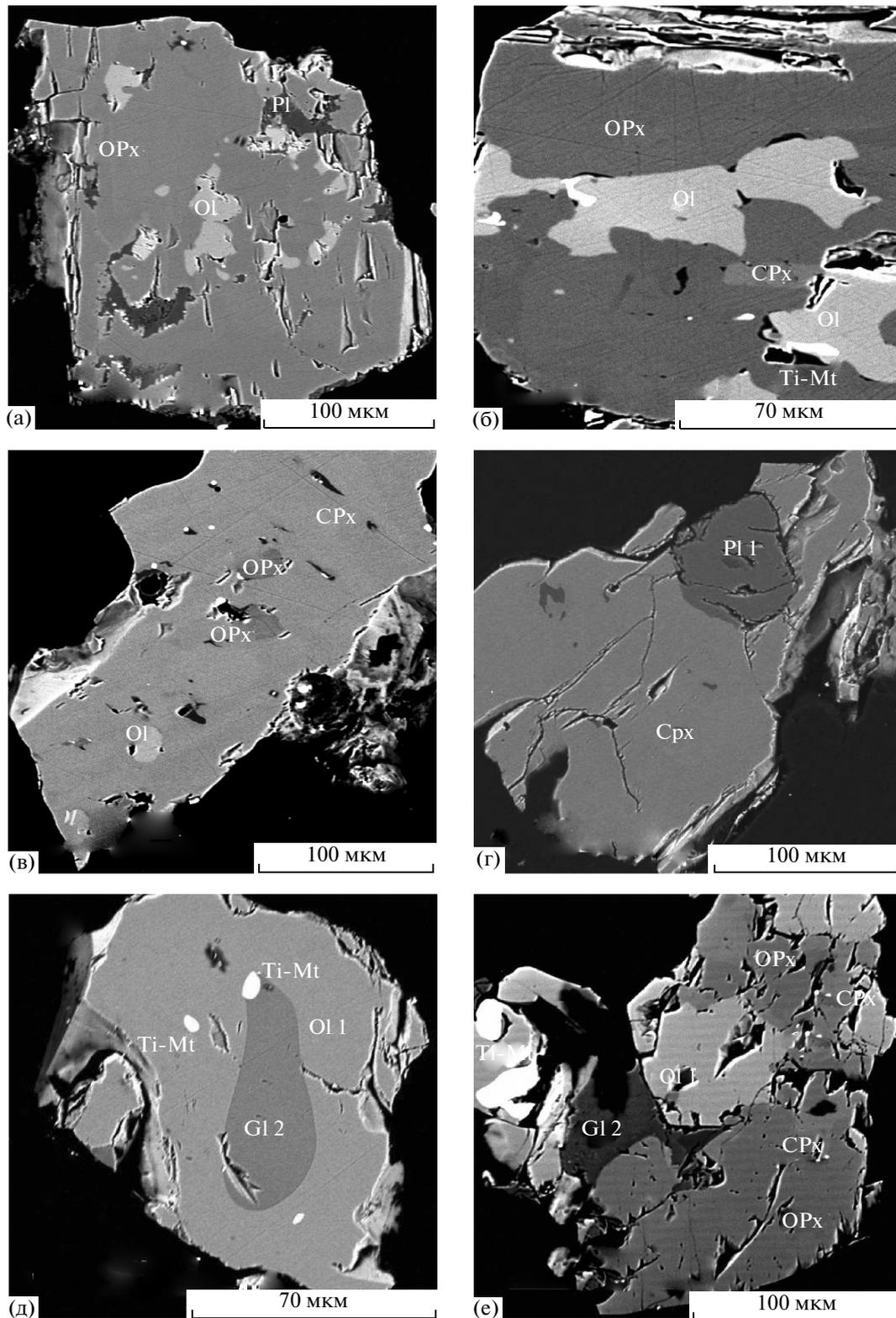


Рис. 2. Взаимоотношения минеральных фаз в породах Острого и Плоского Толбачиков.
 а и б – реликты Ol, Pl, Cpx в ортопироксене (OPx); в и г – реликты Ol, OPx, Pl в клинопироксене (Cpx); д – включение щелочного стекла в Ol 1; е – щелочное стекло (Gl 2) в интерстиции сростка Ol + Cpx + OPx.

Таблица 1. Составы пород (мас. %) Толбачинского Дола

№ п/п	1	2	3*	4	5**	6	7	8	9
№ обр.	gf-2403	gf-964	gf-965	gf- 986	gf-971	gf-972	gf-974	gf- 976	gf-788
SiO ₂	52.32	52.08	53.12	52.67	52.19	53.96	53.11	50.10	52.96
TiO ₂	1.03	1.04	1.17	1.26	1.68	1.14	1.07	1.21	1.19
Al ₂ O ₃	16.61	17.97	17.80	19.25	18.40	18.58	20.1	19.18	17.89
Fe ₂ O ₃	2.46	3.66	2.16	4.14	3.49	2.92	2.21	5.14	2.83
FeO	6.87	5.55	7.18	5.20	5.57	5.75	5.53	5.03	6.29
MnO	0.16	0.17	0.17	0.16	0.15	0.16	0.14	0.18	0.17
MgO	7.16	5.17	4.63	4.02	3.42	3.95	3.18	4.75	4.70
CaO	9.00	9.02	8.26	8.36	8.42	7.61	8.30	10.02	8.65
Na ₂ O	2.92	2.98	3.04	3.36	2.99	3.66	3.33	2.85	2.78
K ₂ O	1.30	1.19	1.35	1.35	1.96	1.45	1.30	1.09	1.32
P ₂ O ₅	0.21	0.24	0.28	0.28	0.54	0.30	0.25	0.26	0.29
Сумма	100.3	99.1	100.11	100.19	100.01	99.48	98.52	100.10	100.01
№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ обр.	gf-767	gf-773	gf-777	gf-780	gf-781	gf-985	gf-724	ТI-11-76	gf-13-20
SiO ₂	52.10	51.49	52.15	51.13	49.89	51.10	50.94	51.80	51.54
TiO ₂	1.48	1.51	1.54	1.55	1.50	1.69	1.34	1.75	2.02
Al ₂ O ₃	17.93	16.32	18.56	16.61	16.78	17.41	14.19	16.77	15.90
Fe ₂ O ₃	3.87	5.17	3.07	4.35	3.03	1.47	4.94	4.44	6.36
FeO	5.20	5.03	5.39	5.93	6.59	8.98	5.57	6.11	5.75
MnO	0.15	0.17	0.14	0.18	0.17	0.17	0.18	0.17	0.18
MgO	4.41	5.17	3.84	5.57	5.51	4.66	8.46	4.89	4.30
CaO	8.89	8.51	8.45	9.20	9.63	7.96	9.74	8.09	7.41
Na ₂ O	3.16	2.89	3.25	2.96	3.14	3.38	2.58	3.29	3.58
K ₂ O	1.77	1.96	2.32	1.57	1.57	1.71	1.24	2.05	2.41
P ₂ O ₅	0.51	0.51	0.68	0.46	0.43	0.49	0.35	0.57	0.70
Сумма	100.00	100.08	100.01	100.08	99.34	99.03	100.11	99.99	100.07

Примечание. Стратовулканы: Острый (1–4), Плоский (5–9) Толбачики; конусы 1-го этапа вулканизма зоны шлаковых конусов (10–16); Южный прорыв, 1976 г. (17); извержение 2012–2013 гг. (18).

* – Из обвальных отложений, ** – дайка мегаплагиофирового облика. Анализы 1 – из работы [Флеров, Мелекесцев, 2013], остальные выполнены в ИГ СО РАН методом XRF.

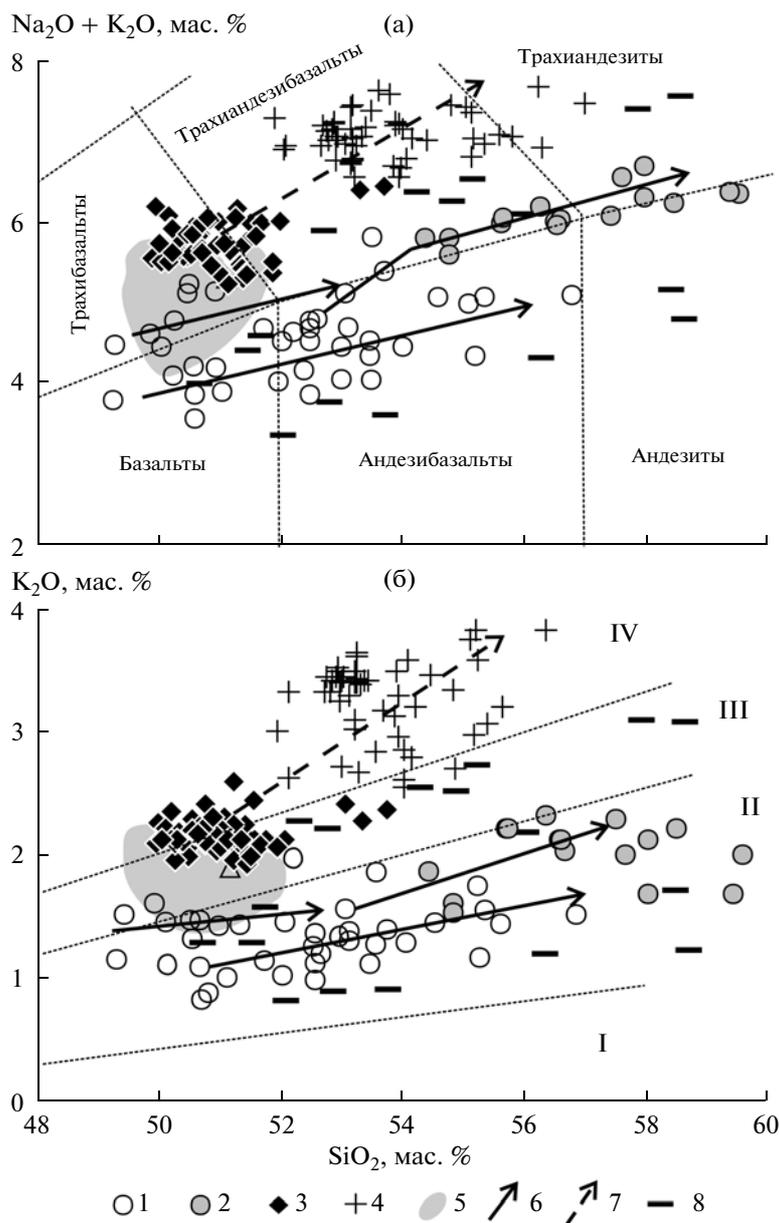


Рис. 3. Вариационные диаграммы SiO₂–Na₂O + K₂O (а) и SiO₂–K₂O (б) для пород Острого и Плоского Толбачиков, исторических извержений и 1-го этапа вулканизма зоны шлаковых конусов.

1, 2 – стратовулканы Острый и Плоский Толбачики (ассоциация I): валовый состав пород (1), основная масса (растр) (2); 3, 4 – исторические извержения в зоне шлаковых конусов (ассоциация II): валовый состав пород (3), основная масса (4); 5 – поле составов вулканитов 1-го этапа формирования зоны шлаковых конусов (ассоциация III); 6–7 – тренды эволюции пород: ассоциация I (6), ассоциация II (7); 8 – породы фундамента. Для построения петрохимических диаграмм использовались данные авторов и материалы публикаций [Кирсанов, Пономарев, 1974; Ермаков, 1977; Большое трещинное..., 1984; Иванов, 2008; Волынец и др. 2013; Флеров, Мелекесцев, 2013]. Дискриминационные диаграммы по [Петрографический кодекс..., 2009] (а) и [Pescerillo, Taylor, 1976] (б). Римскими цифрами обозначены поля серий: низкокальциевой (I), умереннокальциевой известково-щелочной (II), высококальциевой известково-щелочной (III), субщелочной (IV).

ных рядах (рис. 5). Вкрапленники и субфенокристаллы соответствующей минеральной группы из пород каждой отдельно взятой ассоциации, в целом, слагают компактные совокупности, занимающие разные позиции на диаграммах. Они образуют сопряженные поля точек с частичным пере-

крытием и формируют субпараллельные или с угловым несогласием тренды эволюции.

Оливины, типичные породам ассоциаций I и II, согласно трендам эволюции их составов располагаются в интервалах: содержания Fo – 79–58% при вариациях CaO (мас. %) – 0.1–0.25 (Ol 1, ас-

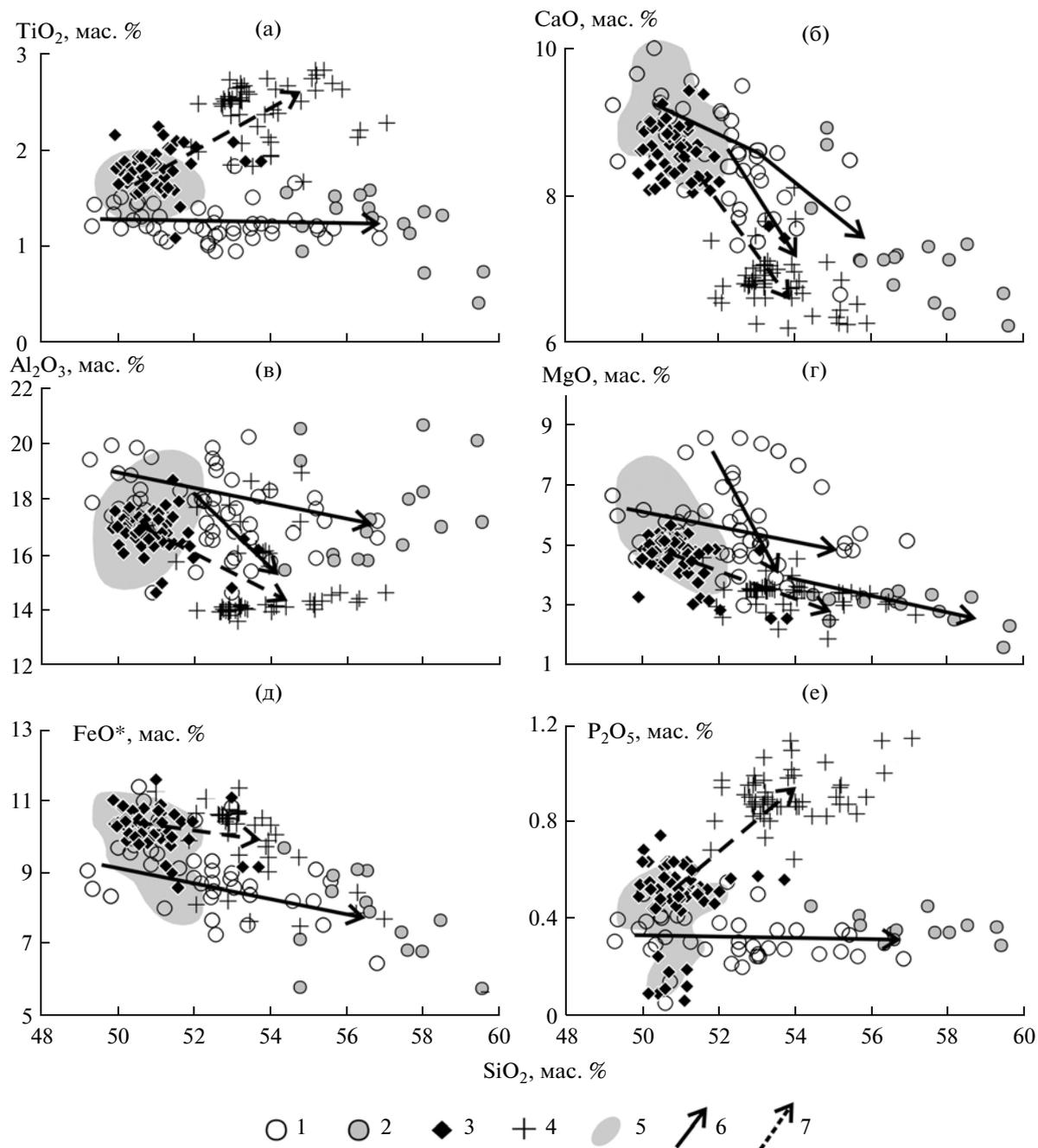


Рис. 4. Вариационные диаграммы SiO_2 –оксиды для пород Острога и Плоского Толбачиков, исторических извержений и 1-го этапа вулканизма зоны шлаковых конусов. Условные обозначения см. рис. 3.

социация I) и Fo – 76–69%, CaO (мас. %) – 0.17–0.40 (Ol 2, ассоциация II) соответственно (табл. 2; см. рис. 5а). В эти интервалы не вписываются некоторые аномальные составы оливинов из пород Плоского Толбачика, в которых содержания CaO лежат на границе нулевых значений.

Плаггиоклазы значительно различаются по содержанию ортоклазовой компоненты (табл. 3; см. рис. 5б). При этом плаггиоклазы ассоциации I (Pl 1) обладают

существенно более основным составом ранних членов кристаллизационного ряда. Среди них выделяется две генерации: 1-я генерация практически не содержит K_2O (мас. %) в интервале содержания An (%) – 91.6–77.9, а составы их краевых зон соответствуют таковым 2-й генерации; 2-я генерация представлена составом анортит–лабрадор с интервалом содержания An (%) – 87.1–51.6 и Ort (%) – 0.4–2.5 соответственно. Составы тако-

Таблица 2. Представительные составы оливинов (мас. %) из пород ассоциации I и II

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ обр.	gf-2403		gf-964				gf-972					gf-974		
SiO ₂	38.12	37.05	38.01	38.44	36.69	37.80	38.86	38.61	37.42	37.18	36.58	37.28	39.42	37.73
FeO	22.17	28.15	21.59	22.40	28.67	24.18	20.39	20.64	25.86	26.97	30.28	26.42	19.55	23.31
MnO	0.29	0.50	0.38	0.36	0.55	0.40	0.30	0.31	0.52	0.58	0.65	0.54	0.17	0.34
MgO	39.05	34.19	38.70	38.50	32.50	37.07	40.43	40.17	35.70	34.54	31.77	34.59	41.70	37.47
CaO	0.09	0.14	0.14	0.13	0.24	0.17	0.00	0.13	0.15	0.12	0.18	0.22	0.11	0.00
Сумма	99.72	100.03	98.82	99.83	98.65	99.62	99.98	99.86	99.65	99.39	99.46	99.05	100.95	98.85
Fo, %	75.84	68.40	76.16	75.39	66.89	73.21	77.95	77.62	71.11	69.54	65.16	70.00	79.18	74.13
№ п/п	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
№ обр.	gf-974		gf-976				tl-11-76					gf-13-20		
SiO ₂	38.21	37.08	38.69	38.09	38.32	37.08	36.88	38.63	38.08	37.85	37.62	37.82	37.82	37.90
FeO	24.32	26.99	19.50	23.32	24.39	27.42	27.27	22.16	23.84	25.81	26.71	22.86	23.76	24.90
MnO	0.43	0.60	0.34	0.41	0.56	0.51	0.56	0.33	0.29	0.41	0.36	0.45	0.43	0.41
MgO	37.18	34.58	40.14	37.33	37.28	33.67	33.61	39.29	37.88	36.00	35.26	37.69	36.74	36.04
CaO	0.17	0.16	0.11	0.17	0.25	0.22	0.27	0.20	0.25	0.28	0.31	0.22	0.25	0.30
Сумма	100.31	99.41	98.78	99.32	100.80	98.90	98.59	100.00	100.30	100.30	100.50	99.04	99.00	99.55
Fo, %	73.16	69.55	78.58	74.05	73.15	68.64	68.72	75.96	73.91	71.32	70.18	74.61	73.38	72.07

Примечание. Оливины из пород: ассоциации I: Острого (1–6), Плоского (7–21) Толбачиков; ассоциации II: Южного прорыва БТТИ (22–25), извержения 2012–2013 гг. (26–28).

вых ассоциации II (Pl 2) соответствуют лабрадору с интервалом An (%) – 73–52, Ort (%) – 1.78–4.40. Кроме того, Pl 2 был встречен как включение в Орх из андезибазальта Плоского Толбачика (см. табл. 3).

Клинопироксены из пород ассоциации I представлены рядом диопсид–авгит в интервалах Ca₄₅Mg₄₈Fe₇–Ca₃₀Mg₄₆Fe₂₄, а из пород ассоциации II – авгитом в интервалах Ca₄₄Mg₄₄Fe₁₂–Ca₂₆Mg₄₇Fe₂₇. Интервалы магнезиальности соответственно – 87–65 и 82–66, при этом клинопироксены ассоциации II отличаются более высокими содержаниями титана (табл. 4; см. рис. 5в).

Следует отметить то, что на всех диаграммах рис. 4 наблюдается одна и та же особенность в распределении фигуративных точек составов: в каждой минеральной совокупности взаимобразно обнаруживаются минералы чуждого для них состава, но которые являются типоморфными для пород I-й или II-й ассоциаций.

Если оливины, плагиоклазы и клинопироксены из пород ассоциаций I и II слагают вполне конкретные и обособленные совокупности, то минералы из пород ассоциации III отличаются широкой вариабельностью составов, а их фигуративные точки укладываются в области таковых

Таблица 3. Представительные составы плагиоклазов (мас. %) из пород ассоциации I и II

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10*	11	12	13
№ обр.	gf-2403			gf-964				gf-972			gf-974		
SiO ₂	48.29	52.83	49.70	46.37	47.47	50.58	53.14	49.80	51.41	55.95	47.29	48.57	53.05
Al ₂ O ₃	32.26	29.83	30.89	33.31	33.02	30.82	28.14	30.95	30.51	26.71	32.85	32.02	29.09
Fe ₂ O ₃	0.81	0.65	0.86	1.00	1.04	1.10	1.20	0.69	0.70	1.19	0.64	0.59	0.90
CaO	15.66	12.67	14.56	16.89	16.49	14.45	11.44	14.48	13.26	9.36	16.71	15.51	12.39
Na ₂ O	2.18	4.09	2.87	1.83	2.15	3.31	4.76	3.22	3.96	6.03	2.11	2.75	4.52
K ₂ O	0.11	0.25	0.12	0.00	0.15	0.22	0.34	0.13	0.20	0.57	0.00	0.11	0.24
Сумма	99.31	100.32	99.00	99.40	100.32	100.48	99.02	99.27	100.04	99.81	99.60	99.55	100.19
Ab	19.99	36.36	26.09	16.39	18.92	28.93	42.10	18.06	34.68	37.78	18.60	24.14	39.22
An	79.34	62.18	73.18	83.61	80.21	69.80	55.92	81.21	64.17	58.65	81.40	75.23	59.41
Ort	0.67	1.46	0.74	0.00	0.87	1.27	1.98	0.73	1.15	3.57	0.00	0.64	1.37
Зоны	ц	пром	к	ц	ц	ц	к	ц	ц	ц	ц	к	к
№ п/п	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
№ обр.	gf-976					gf-788	ТI-11-76				gl-13-20		
SiO ₂	44.70	48.75	45.56	50.07	45.89	51.88	49.93	51.87	52.78	54.56	49.26	50.80	52.97
Al ₂ O ₃	34.23	31.22	33.58	30.65	34.26	29.76	31.29	30.13	28.65	27.86	31.30	29.64	28.25
Fe ₂ O ₃	0.84	1.01	0.99	1.11	0.74	0.82	0.77	0.93	0.83	1.34	0.84	0.78	0.69
CaO	18.21	15.19	17.59	14.39	18.03	13.45	14.64	13.34	11.92	11.04	14.83	13.26	11.66
Na ₂ O	1.06	2.80	1.40	3.25	1.31	3.88	3.19	3.86	4.56	4.99	2.88	3.76	4.50
K ₂ O	0.00	0.19	0.07	0.15	0.11	0.27	0.22	0.35	0.61	0.76	0.29	0.38	0.51
Сумма	99.04	99.16	99.19	99.62	100.34	100.06	100.04	100.66	99.35	100.55	99.40	98.62	98.58
Ab	9.53	24.74	12.54	28.76	11.55	33.77	27.92	33.68	39.49	43.05	25.56	33.16	39.90
An	90.47	74.16	87.05	70.37	87.82	64.69	70.81	64.31	57.04	52.63	72.74	64.63	57.13
Ort	0.00	1.10	0.41	0.87	0.64	1.55	1.27	2.01	3.48	4.31	1.69	2.21	2.98
Зоны	ц	к	ц	к	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц

Примечание. Клинопироксены из пород: ассоциации I: Острого (1–7), Плоского (8–19) Толбачиков; ассоциации II: Южного прорыва БТТИ (20–23), извержения 2012–2013 гг. (24–26); * – реликт Pl в Орх; ц – центр кристалла, к – край.

обеих описанных выше ассоциаций (см. рис. 5а, 5б и 5в). Эти факты являются одним из показателей вероятного смешения магм. В то же время, в породах ассоциации III состава SiO₂ – 52.5 (мас. %) и Na₂O + K₂O – 4.6–5.0 (мас. %) отмечена группа оливинов высокой магнезиально-

сти в интервале составов Fo – 86–81% и CaO (мас. %) – 0.15–0.25.

Шпинелиды во всех породах представлены титаномагнетитами. При сходных содержаниях титана и алюминия титаномагнетиты, включенные в оливины и пироксены, из пород ассоциации II отлича-

Рис. 5. Вариационные диаграммы соотношения Fo–CaO (мас. %) в оливинах (а), An–Ort (ат. %) в плагиоклазах (б), Mg#–TiO₂ (мас. %) в клинопироксенах из пород стратовулканов Острого и Плоского Толбачиков и зоны шлаковых конусов (в).

Минералы из пород: 1 – стратовулканов Острого и Плоского Толбачиков (ассоциации I); 2 – исторических извержений в зоне шлаковых конусов (ассоциация II); Южного прорыва БТТИ и извержения 2012–2013 гг.; 3 – 1-го этапа формирования зоны шлаковых конусов (ассоциации III). Кружки с точкой – краевые зоны плагиоклазов 1-й генерации.

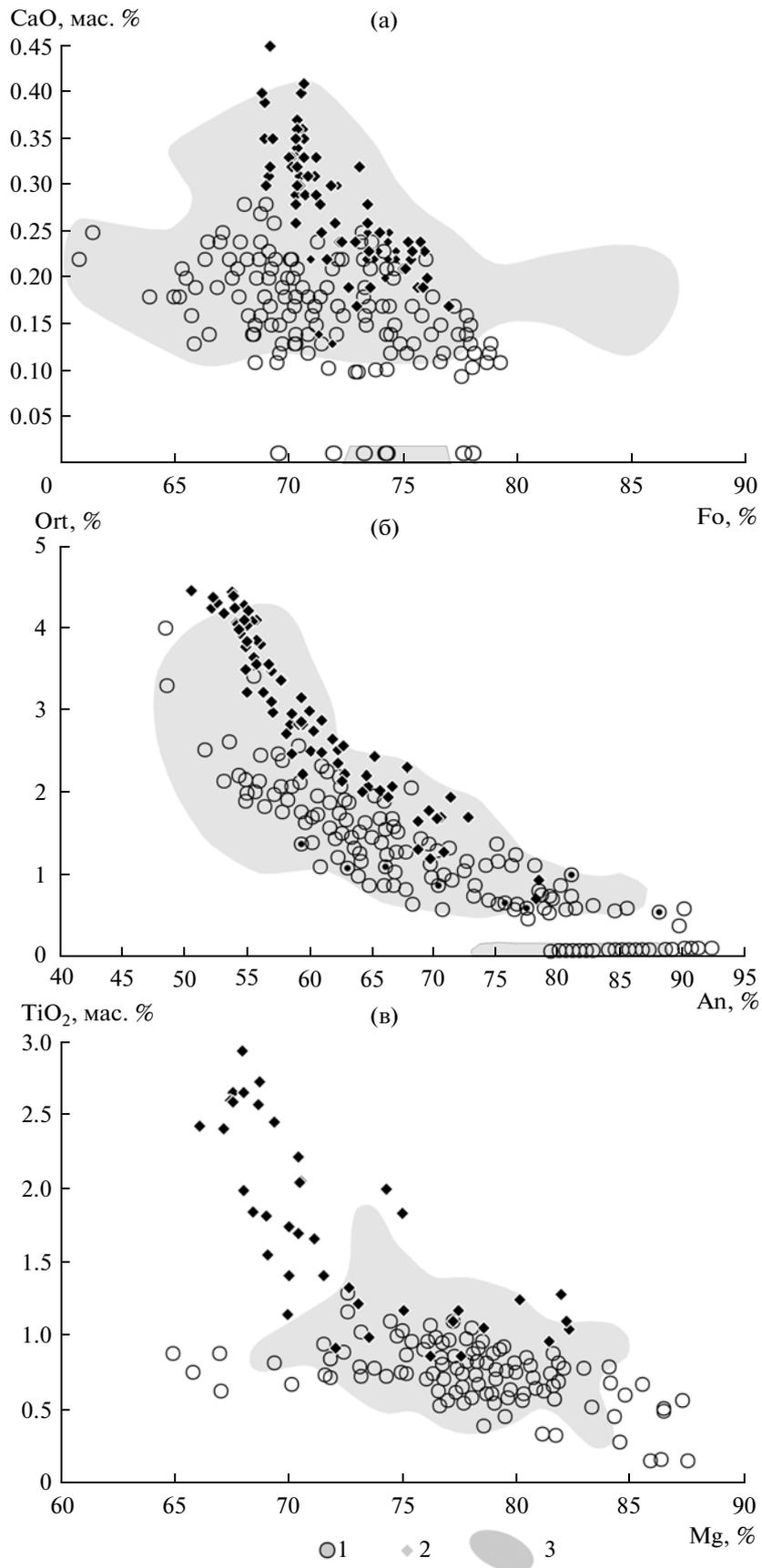


Таблица 4. Представительные составы клинопироксенов (мас. %) из пород ассоциации I и II

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	gf-2403	gf-964	gf-974		gf-972				gf-788	Тл-11-76		gf-13-20	
SiO ₂	53.64	50.48	52.06	49.45	51.30	50.65	52.27	49.94	51.31	50.31	50.41	50.54	49.04
TiO ₂	0.16	0.76	0.50	0.66	0.70	0.76	0.59	1.06	0.84	1.02	1.64	1.00	1.91
Al ₂ O ₃	1.43	3.96	3.29	5.19	2.56	3.29	1.97	3.80	2.07	3.41	3.83	2.52	3.54
FeO*	4.37	7.97	6.00	7.78	8.99	9.11	9.78	10.78	10.55	7.40	10.75	7.54	10.90
MnO	0.13	0.00	0.20	0.23	0.32	0.29	0.35	0.35	0.30	0.27	0.30	0.26	0.27
MgO	17.09	15.45	16.24	14.93	15.90	14.94	16.33	14.87	15.36	15.18	14.32	14.95	14.03
CaO	21.99	20.24	21.36	20.52	19.49	19.50	18.53	17.77	18.36	21.55	18.74	20.95	19.18
Na ₂ O	0.07	0.37	0.38	0.39	0.38	0.42	0.33	0.45	0.34	0.46	0.60	0.43	0.44
Cr ₂ O ₃	0.65	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.53	99.23	100.44	99.48	99.91	99.15	100.31	99.22	99.13	99.80	100.59	98.19	99.31
Mg ≠	87.45	77.46	82.77	77.24	75.92	74.43	74.85	70.99	72.19	78.53	70.37	77.86	69.51
Woll	44.71	42.20	43.92	43.32	40.08	41.14	37.91	37.91	38.28	44.48	39.83	43.95	40.58
En	48.35	44.82	46.46	43.86	45.49	43.86	46.48	44.14	44.55	43.60	42.34	43.64	41.30
Fs	6.94	12.97	9.63	12.82	14.43	15.00	15.62	17.95	17.17	11.92	17.83	12.41	18.12

Примечание. Клинопироксены из пород: ассоциации I: Острого (1, 2), Плоского (3–9) Толбачиков; ассоциации II: Южного прорыва БТТИ (10, 11), извержения 2012–2013 гг. (12, 13); * – суммарное железо.

ются меньшей железистостью и повышенными содержаниями хрома и титана (табл. 5, рис. 6).

Ортопироксены ассоциации I и III (см. табл. 5) представлены непрерывным рядом состава бронзит–гиперстен с интервалом магниальности 23–34, в который укладываются и единичные его зерна, обнаруженные в базальтах Южного прорыва. В последних в одном случае ортопироксен был обнаружен как включение в оливине.

Отмеченные выше различия химических составов пород находят свое отражение как в составах стекол их основных масс, так и в составах стекловатых включений в минеральных фазах (табл. 6; рис. 7). Типичным породам каждой ассоциации I и II свойственны свои составы матричных стекол, которые существенно различаются по щелочности. Интервалы составов матричных стекол соответственно следующие (мас. %): SiO₂ 57.5–60.2, Na₂O + K₂O 6.4–6.5 (Gl 1) и SiO₂ 52.7–57.1, Na₂O + K₂O 7.1–7.5 (Gl 2). В представительных породах

каждой ассоциации они продлевают тренды эволюции порода–основная масса–матричное стекло. Однако, в ряде пород ассоциации I и III отмечаются оба типа матричных стекол, что свидетельствует о вариациях химической среды кристаллизующихся пород. Более того, щелочные стекла Gl 2, являющиеся принадлежностью вулканитов ассоциации II, определены во включениях в оливинах, ортопироксенах, клинопироксенах и плагиоклазах из пород как стратовулканов, так и ассоциации III (см. табл. 6; рис. 2д). Все эти факты свидетельствуют о взаимодействии магм нормальной и повышенной щелочности в процессе кристаллизации пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных исследований показали значимые различия петрографического, минерального составов и петрохимии пород Толбачинских стратовулканов (ассоциация I) и субщелочных глиноземистых базальтоидов исторических

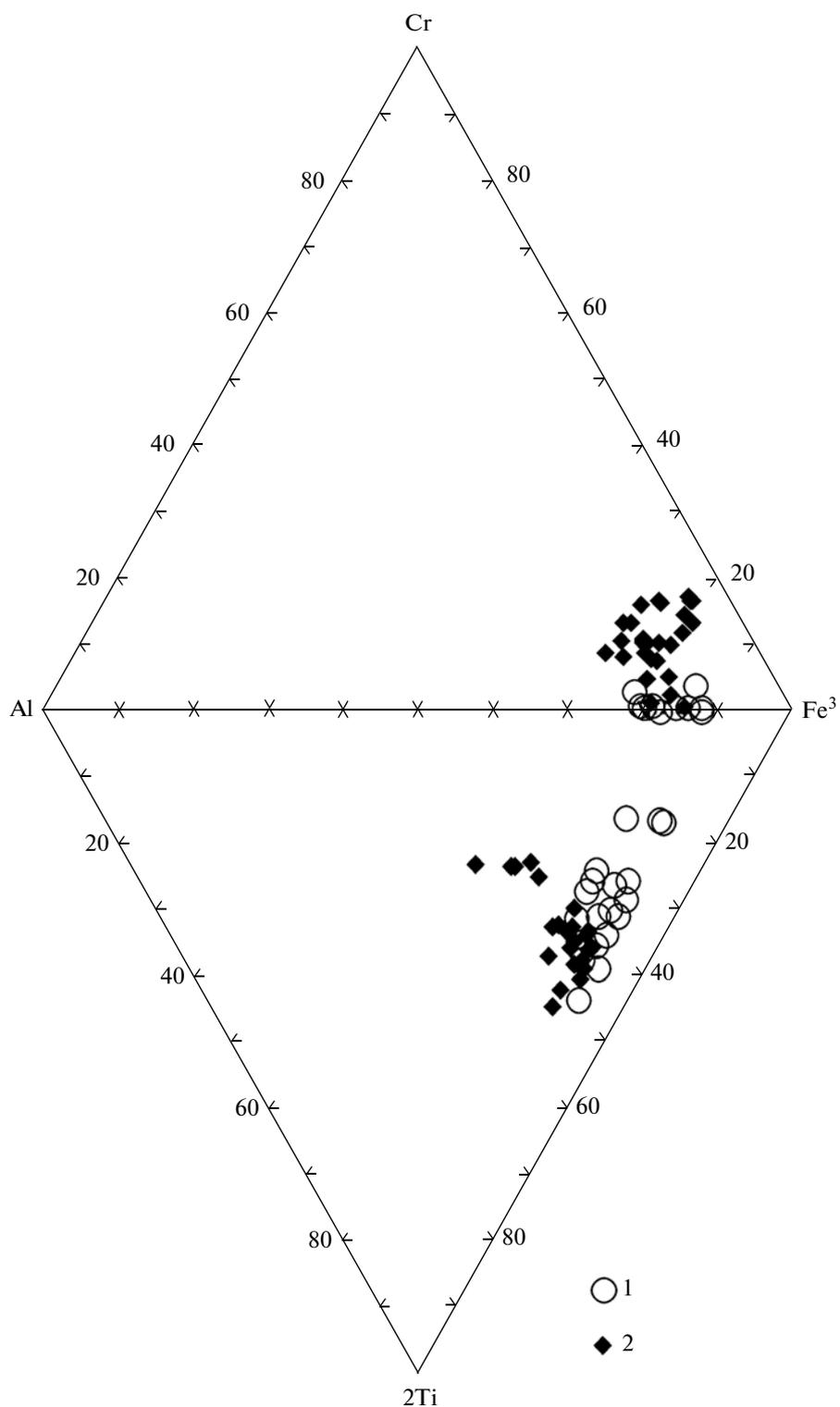


Рис. 6. Композиционная диаграмма Cr–Al–Fe³–Ti (катионы) для шпинелидов, включенных в оливин из пород стратовулканов Острого и Плоского Толбачиков и зоны шлаковых конусов.

Условные обозначения см. рис. 5. Содержание катионов в кристаллохимической формуле минерала рассчитаны на 32% кислорода.

Таблица 5. Представительные составы (мас. %) ортопироксенов и шпинелидов из пород ассоциации I и II

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	gf-964		gf-972		gf-964	gf-974	tl-11-76	gf-13-20
SiO ₂	53.29	52.73	53.20	52.76	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.29	0.45	0.35	0.37	10.15	12.37	7.81	11.57
Al ₂ O ₃	1.45	1.55	2.57	0.85	4.04	4.28	11.26	6.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.66	0.32	9.89	4.13
Fe ₂ O ₃	0.54	0.61	1.64	0.94	45.29	41.11	34.29	37.19
FeO	16.90	18.88	15.19	18.95	36.91	37.60	30.20	35.07
MnO	0.51	0.55	0.49	0.72	0.43	0.38	0.31	0.33
MgO	24.80	23.35	25.85	23.02	2.50	4.05	6.49	4.68
CaO	1.84	1.87	1.69	2.11	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.62	99.99	100.97	99.72	99.98	100.65	100.25	99.00
Mg#	72.34	68.79	73.45	67.45	—	—	—	—
F/Fm	—	—	—	—	89.23	83.89	72.31	80.78

Примечание. 1–4 – ортопироксены из пород ассоциации I; 5–8 – титаномагнетиты, включенные в ОI из пород: ассоциации I (5, 6), ассоциации II (7, 8). 1, 2, 5 – Острый Толбачик, 3, 4, 6 – Плоский Толбачик, 7 – Южный прорыв БТТИ, 8 – извержение 2012–2013 гг.

извержений в Толбачинской зоне шлаковых конусов (ассоциация II). В минеральной ассоциации вкрапленников и субфенокристаллов из пород стратовулканов всегда присутствует плагиоклаз, клинопироксен, оливин, ортопироксен, титаномагнетит. Как правило, породам свойственны серийно-порфировые структуры. Для пород ассоциации I характерны: широкая вариабельность валовых составов пород по щелочности; значимо более высокая основность плагиоклазов и магнезиальность оливинов и клинопироксенов на субликвидусной стадии кристаллизации, переменный характер их взаимоотношений минеральных фаз; неоднородность матричных стекол; присутствие щелочных стекол во включениях в минералы. Эти факты свидетельствуют о неравновесной и меняющейся физико-химической обстановке среды в процессе формирования пород и предполагают роль гибризма в их петрогенезисе. В минеральной ассоциации типичных представителей субщелочных глиноземистых базальтов (Южный прорыв, извержение 2012–2013 гг.) клинопироксен крайне редок, ортопироксен практически отсутствует. На петрохимических диаграммах различия вулканитов ассоциаций I и II выражены дискретно-

стью валовых составов пород и их основных масс, которые образуют субпараллельные линии регрессии. Породы ассоциаций отличаются и по составам ранних минеральных фаз кристаллизационных рядов, а также по составам оливинов и клинопироксенов одной магнезиальности и плагиоклазов одной основности. Эти отличия находятся в прямой зависимости от щелочности магм. Описанные выше факты и нелинейная корреляционная зависимость между составами пород двух ассоциаций позволяют рассматривать их как производные двух относительно самостоятельных базальтоидных магм разного состава. Эти магмы являются исходными, соответственно, для стратовулканов Острого и Плоского Толбачиков и трещинных извержений в зоне шлаковых конусов.

В то же время линейный характер распределения петрогенных элементов относительно кремнекислотности пород ассоциаций I и II, выраженный непрерывными трендами эволюции последних, и субпараллельность трендов эволюции составов минералов и матричных стекол свидетельствуют, соответственно, о формировании серий пород отдельно взятой ассоциации в результате процессов кристаллизационной дифференциации этих магм.

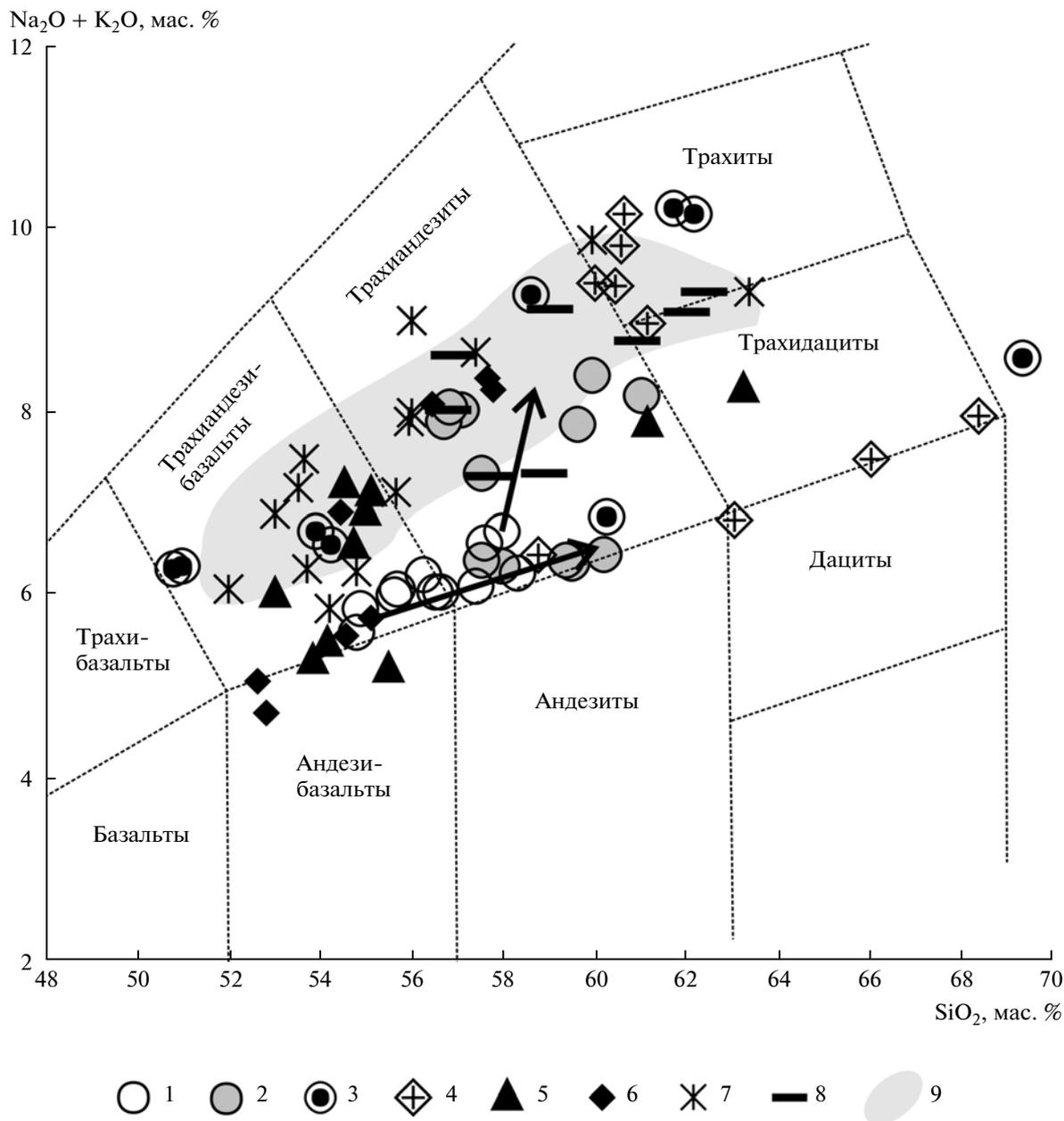


Рис. 7. Вариационная диаграмма соотношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ в основных массах пород (растр), стеклах матричных и включенных в минералы из пород Острого и Плоского Толбачиков и зоны шлаковых конусов.

1–4 – породы стратовулканов (ассоциация I): основная масса (1), стекла матричные (2), стекла, включенные в оливины (3) и пироксены (4); 5–8 – вулканиты 1-го этапа формирования зоны шлаковых конусов (ассоциация III): основная масса (5), стекла матричные (6), стекла, включенные в оливины (7) и пироксены (8); 9 – поле составов основной массы, стеклах матричных и включенных в оливины из пород исторических извержений (ассоциация II). Стрелки – тренды эволюции основная масса–матричные стекла в породах ассоциации I.

Однако ряд фактов свидетельствуют о сложной неоднозначной обстановке, сложившейся в очаге, продуцирующем на поверхность магмы стратовулканов. К их числу относятся: промежуточный состав пород ассоциации III и части пород ассоциации I; смещение точек полей составов

пород и минералов ассоциации I в область таковой ассоциации II; перекрытие полей составов минералов ассоциаций I и II таковой ассоциации III; наличие щелочных стекол в матрице основных масс пород стратовулканов и в минералах из них; реликты P1 2 в ортопироксене из андезиба-

зальта. Все эти данные свидетельствуют об определенной взаимосвязи источников магм. Представляется, что эта взаимосвязь выразилось, с одной стороны, в привносе щелочной компоненты в магму, исходную для стратовулканов, в процессе ее кристаллизации, с другой стороны — в смешении магм разной щелочности в процессе извержений.

Геологическим подтверждением их парагенетической связи служит пространственная сопряженность вулканических проявлений извержений центрального типа и трещинных извержений зоны шлаковых конусов. Не исключена и роль ассимиляции в образовании гибридной магмы, о чем косвенно свидетельствуют находки ксенолитов в лаве Острога Толбачика. Очевидно кристаллизация субликвидусных фаз оливина, клинопироксена и плагиоклаза в базальтовой магме и последующая ее дифференциация началась в очаге генерации в условиях декомпрессии и, соответственно, снижения парциального давления с момента возникновения трещины, обеспечившей движение магмы к поверхности. Все процессы, приведшие к образованию гибридной магмы и дальнейшая ее кристаллизация происходили как в глубинном, так в промежуточном и периферическом очагах, из которых она непосредственно поступала на поверхность, формируя стратовулканы. Изменение геодинамической обстановки обусловило возникновение разломов более глубокого заложения, которые обеспечили доступ к поверхности субщелочной глиноземистой магме. Естественно, на пути своего продвижения магма не могла миновать очаги более высокого гипсометрического уровня, что привело к появлению магм промежуточного (смешанного) состава на первом этапе вулканизма региональной зоны шлаковых конусов.

Для оценки P–T условий кристаллизации магм были использованы уравнения, полученные как для “сухих” условий, приведенные в работе [Пономарев, Пузанков, 2012], так и неопубликованные уравнения, рассчитанные по экспериментам, с недосыщенными флюидом (водой) расплавами. Для расчетов неопубликованных уравнений была использована постоянно пополняемая база экспериментальных данных по фазовым равновесиям изверженных горных пород “ИНФОРЭКС” [Арискин, Бармина, 2000]. Расчет уравнений велся с использованием метода наименьших квадратов. Исследовались 2 образца пород стратовулкана Плоского Толбачика и субщелочной глиноземистой базальт Южного прорыва БТТИ (см. табл. 1, № 6, 7, 17). Для расчетов были использованы валовые составы пород, составы “субликвидусных” минералов и расплавных включений с учетом их равновесности. Для расчетов P–T условий образования минералов вкрапленников в “сухом” расплаве были использованы следующие ассоциации:

расплав — ОI, расплав — Орх, расплав — Срх, расплав — РI, расплав — ОI—Орх, расплав — Орх—Срх. Все указанные ассоциации проверялись на равновесность с коррекцией расчетной ошибки до 2σ. Для расчетов P–T условий кристаллизации минералов — вкрапленников для случая расплавов, ненасыщенных флюидом (водной компонентой) была использована неопубликованная группа уравнений, созданных пока только для системы расплав—оливин. Содержание воды в расплаве принималось лежащим в интервале ~2–3 мас. %. на основе нехватки сумм до 100 мас. % по результатам зондового анализа расплавных включений в оливине. Критерием для суждения о ненасыщенности водным флюидом магм на момент кристаллизации вкрапленников оливина послужили расчеты по уравнению из работ [Альмеев, Арискин, 1996; Арискин, Бармина, 2000].

Параметры P–T условий начала кристаллизации пород стратовулканов и базальта Южного прорыва БТТИ были определены, соответственно, в интервалах значений: 1) по “сухим” системам 1150–1200 ± 40°C, 5–7.5 ± 2 кб. и 1150–1200 ± 36°C; 4–7.5 ± 2.6 кб.; 2) по ненасыщенной флюидом системе расплав—оливин 1070–1090 ± 40°C; 4–7.5 ± ± 3.3 кб. и 1070–1100 ± 40°C. Полученные термобарические характеристики кристаллизации базальтоидов стратовулканов и субщелочного глиноземистого базальта зоны шлаковых конусов сходны и не противоречат оценкам, полученным ранее [Флеров и др., 1984; Кадик и др., 1990; Луканин и др., 1980].

Для подтверждения полученных численных значений температуры кристаллизации в системе расплав—оливин на примере лав Южного прорыва БТТИ были использованы также формулы для ее расчета из работ, широко практикуемых в различные годы в петрологической практике [Sisson and Grove, 1993; Danyushevsky, 2001; Putirka et al., 2007; Putirka, 2008]. Полученные нами значения температуры кристаллизации породы для ненасыщенной флюидом (вода) системы расплав—оливин хорошо согласуются с расчетными данными [Danyushevsky, 2001] для базальтовых магм, которые показывают понижение температуры кристаллизации оливина на 50, 76 и 100°C по мере повышения содержаний H₂O в расплаве, соответственно, на 1, 2 и 3 мас. %. По формуле из работы [Sisson, Grove, 1993] по составу расплава, равновесного с оливином, с учетом содержаний воды в расплаве от 0 до 3 вес. % и в интервале давлений 4–7 кб. были получены следующие значения: сухие условия — 1120–1135°C; в соответствии с повышением содержания воды — 1086–1020°C (4 кб.) и 1102–1035°C (7 кб.). Расчеты по формулам из работ [Putirka et al., 2007; Putirka, 2008] дали соответственно следующие интервалы значений:

Таблица 6. Составы (мас. %) основной массы пород, стекол матричных и включенных в минералы

Компоненты	1	2	3	4*	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	56.37	58.93	57.05	60.21	60.26	50.87	62.19	58.58	66.04	60.32	68.40	61.19
TiO ₂	1.34	0.69	1.73	1.95	1.69	2.14	1.10	0.33	1.16	1.45	0.90	0.40
Al ₂ O ₃	17.13	19.31	16.57	15.86	16.15	16.09	20.88	23.77	17.71	16.99	17.19	21.63
FeO	7.95	4.58	6.40	5.38	3.33	10.54	1.21	1.55	1.20	6.25	0.72	1.62
MnO	0.12	0.05	0.09	0.06	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.04	1.54	2.18	0.98	0.85	3.92	0.29	0.00	0.56	0.89	0.42	0.00
CaO	7.33	6.60	5.86	4.16	8.70	7.34	2.40	8.58	3.49	3.92	2.57	5.41
Na ₂ O	4.09	4.58	4.40	5.06	4.23	3.83	4.07	3.96	4.76	5.20	5.04	6.91
K ₂ O	2.04	1.83	3.46	3.13	2.65	2.51	6.12	2.37	2.75	4.47	2.96	2.10
P ₂ O ₅	0.31	0.06	0.88	0.44	0.52	0.67	0.49	0.00	0.37	0.18	0.56	0.00
Сумма	–	–	–	–	98.38	–	98.75	99.14	98.04	99.64	98.76	99.26
Na ₂ O + K ₂ O	6.13	6.41	7.86	8.19	6.88	6.34	10.19	6.33	7.51	9.66	8.00	9.01
Mg#	–	–	–	–	68.72	73.21	71.11	74.62	67.78	73.37	80.24	74.94
<i>n</i>	13	5	4	3	–	2	–	–	–	2	–	–

Компоненты	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	54.51	62.21	54.61	53.79	56.55	52.00	59.95	56.02	59.00	56.75	62.36	52.95
TiO ₂	1.61	1.81	2.01	0.96	2.69	2.07	0.99	1.83	1.24	2.42	1.52	2.43
Al ₂ O ₃	18.00	17.16	16.30	20.28	13.97	20.25	20.11	18.16	18.42	16.45	18.38	14.56
FeO	7.19	5.35	9.15	6.60	10.06	4.91	2.42	5.12	6.00	9.11	1.70	10.47
MnO	0.00	0.00	0.12	0.11	0.25	0.20	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.18
MgO	3.44	0.88	2.95	2.39	2.42	1.55	0.53	0.93	1.08	1.43	0.92	3.45
CaO	9.39	4.86	7.28	9.56	5.39	11.01	4.15	6.54	4.43	4.34	2.84	6.95
Na ₂ O	3.67	4.47	4.12	4.02	3.86	4.08	5.58	4.93	4.56	3.88	5.21	3.73
K ₂ O	1.70	3.66	2.80	1.26	4.04	2.02	4.35	3.11	4.60	4.17	4.14	3.31
P ₂ O ₅	0.52	1.19	0.74	0.19	1.20	0.52	0.95	0.72	0.34	0.89	1.06	0.83
Сумма	100.03	101.58	100.07	99.14	100.48	98.61	99.03	97.37	99.67	99.61	98.13	98.87
Na ₂ O + K ₂ O	5.37	8.13	6.91	5.28	7.90	6.10	9.93	8.04	9.16	8.05	9.35	7.04
Mg#	–	–	–	–	–	81.52	72.80	74.55	75.22	76.30	73.18	–
<i>n</i>	3	2	7	4	4	–	–	–	–	–	–	15

Примечание. 1–12 – ассоциация I: основная масса (1), матричные стекла (2–4), включения стекла в ОI (5–7), в Орх (8–10), в Срх (11–12); 13–23 – ассоциация III: основная масса (13–15), матричные стекла (16, 17), включения стекла в ОI (18–20), в Орх (21), в Срх (22, 23); 24 – матричное стекло основной массы пород ассоциации II; * – стекло в интерстиции сростка ОI + Орх + Срх. Mg # – магнезиальность минерала-хозяина; *n* – количество анализов.

“сухие” условия — 1176–1422°C (4 кб.); с участием воды от 1 до 3 вес. % — 1123–1284°C (4 кб.) и 1199–1404°C (7 кб.). Результаты тестирования ряда формул для расчетов температуры в равновесной системе расплав—оливин (сухие условия), из работы [Putirka, 2008], показали [Пономарев, Пузанков, 2012] что величину может достигать ~74°C и имеется несоответствие распределения этой величины закону нормального распределения.

В целом представленные нами расчетные значения температур не идентичны таковым, рассчитанным по формулам других авторов, так как одноименные параметры системы играют разную роль в уравнениях, полученных разными авторами. На этом фоне мы склонны считать, что полученные нами значения являются наиболее приближенными к реальным, так как опираются на широкий круг выявленных связей (уравнений), использующих максимальное число параметров, влияющих на межфазные распределения элементов [Пономарев, Пузанков, 2012].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с господствующими представлениями [Луканин и др., 1980; Кадик и др., 1990; Федотов, Жаринов, 2007; Федотов и др., 2010; Богачиков и др., 2010; Добрецов и др., 2012] очаги в области кора—мантия образуются в результате внедрения дочерних расплавов, отжатых из мантийных магматических колонн или диапиров, зародившихся в более глубоких слоях мантии. По геофизическим данным под Ключевской группой вулканов в разрезе литосферы на разных глубинных уровнях фиксируются сейсмические аномалии, которые отождествляются с зонами разуплотнения вещества литосферы, а последние трактуется как аккумуляторы магматического вещества, формирующего магматические очаги разного энергетического класса [Балеста и др., 1984; Федотов и др., 2010; Федотов, Жаринов, 2007]. Они образуют единую магматическую систему, которая обеспечивает всю гамму поступления магматического вещества от источника генерации первичных расплавов через промежуточные очаги к поверхности. В области перехода от коры к мантии

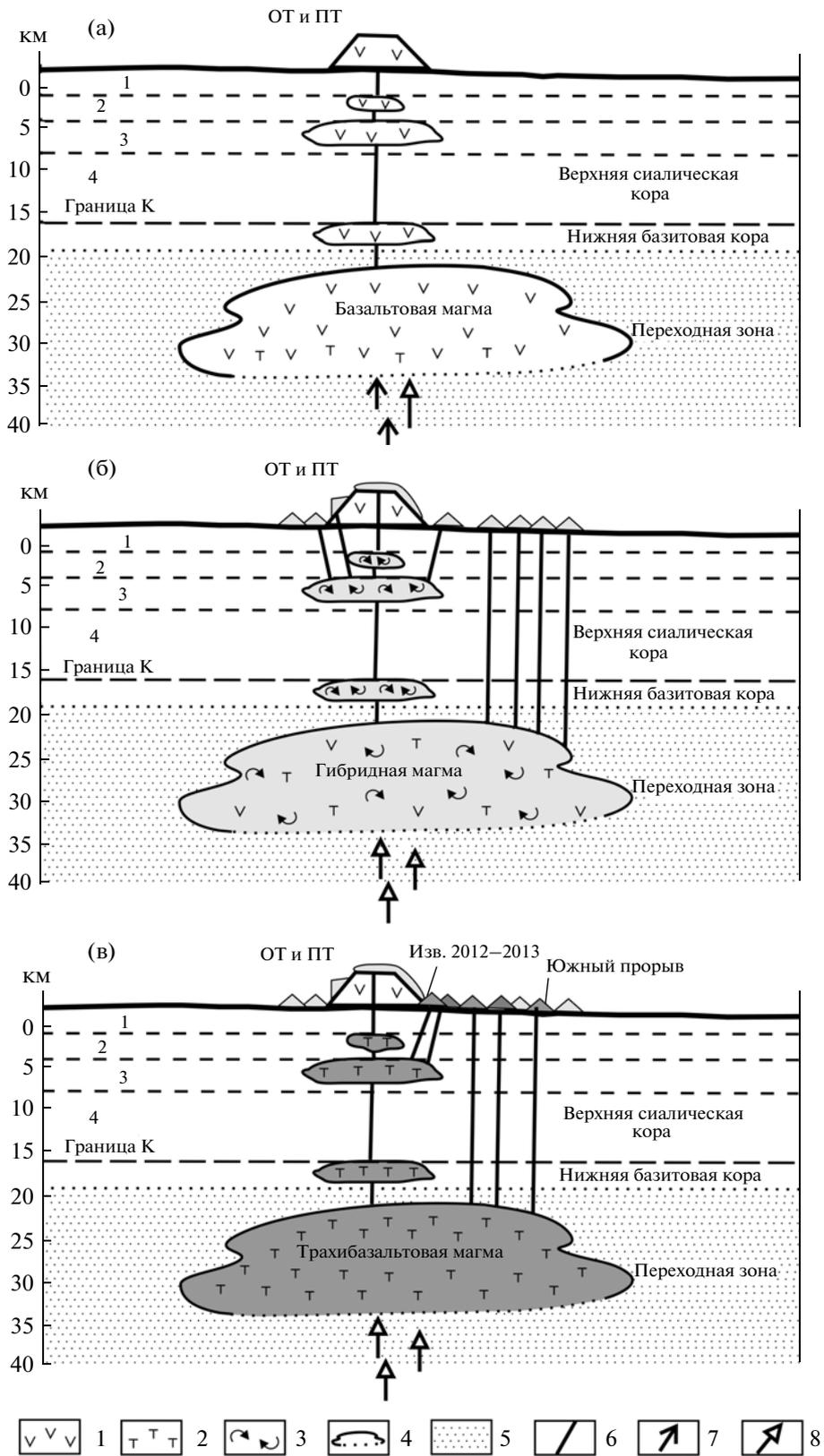
уверенно устанавливается так называемая “переходная зона”, которая рассматривается как область сосредоточения магм в виде промежуточных очагов, являющихся резервуарами для последующей вулканической деятельности. Под Толбачинским вулканическим центром она располагается ниже границы Конрада (15–20 км) на глубине порядка 25–40 км [Балеста и др., 1984]. В соответствии с этим и с учетом полученных нами термобарических параметров условий кристаллизации пород можно считать, что очаги (или очаг) базальтовой магмы стратовулканов Острога и Плоского Толбачиков и трахибазальтовой (субшелочной глиноземистый базальт) магмы Толбачинской зоны шлаковых конусов располагались в пределах этого “переходного” слоя.

Принимая априори эти концепции в качестве постулата, на основании всего вышеизложенного предлагается следующая концептуальная гипотетическая петролого-геодинамическая модель магмогенеза Толбачинского центра (рис. 8).

1. Установлено, что образование базальтовой и трахибазальтовой серий исключает их генетическую связь за счет кристаллизационной дифференциации единого магматического расплава. В то же время, арсенал данных свидетельствует о парагенетической связи (локализация извержений на одной территории) и флюидно-магматическом взаимодействии соответствующих магм, выразившемся в гибридном базальтовой магмы вследствие процесса смешения и привноса щелочей. Принимая во внимание то, что условия начала их кристаллизации сходны, а подобные вулканические образования разной щелочности отмечены и в разрезе фундамента Ключевской группы вулканов (см. рис. 3), можно сделать вывод о сосуществовании базальтовой и трахибазальтовой магм в тесном пространственно-временном контакте. В связи с этим возникает вопрос о пространственном соотношении магматических очагов, продуцирующих на поверхность разные по составу исходные магмы и, при этом, в разные временные этапы геологической истории. Сосуществование двух независимых расплавов может быть объяснимо с позиции представлений о гетерогенности источников вещества вследствие плавления субстрата вертикально неоднородного

Рис. 8. Концептуальная гипотетическая петролого-геодинамическая модель вулканических проявлений базальтовой и трахибазальтовой магм на территории Толбачинского Дола.

а — этап вулканизма стратовулканов Острога и Плоского Толбачиков, б — 1-й этап трещинного вулканизма региональной зоны шлаковых конусов, в — 2-й этап трещинного вулканизма региональной зоны шлаковых конусов. Магмы составов: базальтового (1), трахибазальтового (2), промежуточного (смешанного) (3), 4 — магматические очаги, промежуточные корово-мантийные и коровые, 5 — “переходная” зона от коры к мантии, 6 — магмоводы. Движение расплавов из глубинных источников генерации: базальтового (7), трахибазальтового (8). Интенсивность заливки отображает степень насыщения очагов трахибазальтовой магмой. Цифры на рисунке: 1 — вулканиды, Q; 2 — вулканогенно-осадочные породы, N₁–N₂; 3 — вулканиды и интрузии, K–P; 4 — кристаллический фундамент, Pz. OT и ПТ — конусы Острога и Плоского Толбачиков. Разрез участка литосферы составлен по [Балеста и др., 1984; Луканин и др., 1980; Кадик и др., 1990; Федотов, Жаринов, 2007].



состава мантии. Переместившийся в “переходный” слой базальтовый расплав подпитывался таковым из очага генерации и одновременно этот процесс сопровождался поступлением порций щелочного расплава и притоком калийсодержащего флюида из глубинного очага генерации магмы трахибазальтовой, что привело к обогащению щелочной компонентой базальтоидной магмы стратовулканов.

2. Очевидно, что вулканическая деятельность этапа формирования стратовулканов Остро́го и Плоского Толбачиков связана с функционированием очага базальтовой магмы, располагающегося в “переходном” слое на границе кора–мантия. Периодическое пополнение очага расплавом из более глубоких источников способствовало его разрастанию и повышению внутреннего гидростатического давления вплоть до критического. Процесс сопровождался нарушением сплошности пород и образованию разрывов кровли, что способствовало поступлению магмы на поверхность с образованием на пути своего продвижения коровых промежуточных и периферического очагов, показателем чего служат серийно-порфировые структуры пород (см. рис. 8а).

3. По завершении вулканической деятельности стратовулканов базальтовая часть очага прекращает функционировать. Гидростатическое давление в очаге падает, а приоритет приобретает магма трахибазальтовая, которая при продолжающемся подпитывании снизу щелочным расплавом постепенно заполняет освободившееся пространство. Происходит практически полное химическое и механическое перемешивание базальтовой и трахибазальтовой составляющих с образованием магмы промежуточного состава. Изменение геотектонической обстановки в голоцене, выразившееся в возникновении тектонических деформаций растяжения в коровом литосферном блоке, способствовало образованию трещинной зоны с глубокими разломами. Этот процесс сопровождается активизацией вулканической деятельности в районе толбачинских вулканов, которая проявилась в извержениях магмы промежуточного состава, свойственного начальному этапу (1-му этапу) формирования зоны шлаковых конусов. Излияние лавы происходило по системе многочисленных трещин на всем протяжении зоны, наследуя при этом и магмовод, связывающий очаг магмообразования с конусами Остро́го и Плоского Толбачиков (см. рис. 8б).

4. Постепенно в процессе незатухающей вулканической деятельности трахибазальтовый расплав заполняет разгружающийся глубинный промежуточный очаг, из которого периодически вплоть до настоящего времени на поверхность поступает базальтовая магма субщелочного глиноземистого состава (см. рис. 8в). Аналогичная модель вулканиче-

ского процесса, связанного с проявлениями магм разного состава находит свое выражение в геологическом прошлом [Флеров и др., 2014] и конкретно в БТТИ, где гибридная (смешанная) магма излилась на последней стадии извержения Северного прорыва и начальной стадии Южного прорыва [Брайцева и др., 1984; Флеров и др., 1984].

5. Не исключена и альтернативная версия о существовании мантийно-корового двухслойного магматического очага, формирующегося в неоднородных средах в пределах базитового слоя коры и верхней мантии. Внедрившийся в пограничную область расплав состава трахибазальта активно входит во взаимодействие с породами базитового слоя коры, вследствие чего происходит их усвоение (ассимиляция) по принципу магматического замещения [Коржинский, 1960]. Процесс сопровождается притоком снизу свежего материала, что поддерживает энергетический потенциал магмы и способствует разрастанию объема очага за счет субстрата его кровельной части. При этом, в нижней его части сохраняется прежний состав трахибазальта, а в области контакта последнего с базальтовой магмой в результате частичного конвективного перемешивания и инфильтрации сквозьмагматического щелочного флюида происходит ощелачивание базальтовой магмы и образование магм промежуточного (смешанного) состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмеев Р.Р., Арискин А.А. ЭВМ-моделирование расплавно-минеральных равновесий в водосодержащей базальтовой системе // *Геохимия*. 1996. № 7. С. 624–636.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
- Балеста С.Т., Зубин М.М., Каргопольцев А.А., Федорченко И.А. Глубинное строение района извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. С. 514–537.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли // *Труды ИГЕМ РАН (новая серия)*. М.: Наука, 2010. Вып. 3. 605 с.
- Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. 637 с.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Флеров Г.Б. и др. Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. С. 177–222.
- Вольнец А.О., Мельников Д.В., Якушев А.И. Первые данные о составе продуктов Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС (Камчатка) // *ДАН*. 2013. Т. 452. № 3. С. 303–307.
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 12. С. 1633–1661.
- Ерёмина Т.С., Хубуная С.А., Колосков А.В., Москалёва С.В. Известково-щелочные и субщелочные

базальты и андезибазальты вулканов Ключевской, Харчинский и Плоский Толбачик (ГТИ-50) – вулканические продукты разноглубинной мантии // Матер. регион. конф. “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 69–81.

Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 225 с.

Иванов Б.В. Андезиты Камчатки. М.: Наука, 2008. 470 с.

Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.

Кирсанов И.Т., Пономарев Г.П. Извержения вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности их продуктов // Бюл. вулканол. станций. 1974. № 50. С. 53–63.

Коржинский Д.С. Кислотность–щелочность как главный фактор магматических и постмагматических процессов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 21–30.

Луканин О.А., Кадик А.А., Биггар Г.М., Федотов С.А. Физико-химические условия кристаллизации базальтов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. // Вулканология и сейсмология. 1980. № 3. С. 16–50.

Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970. 104 с.

Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.

Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю. Распределение породообразующих элементов в системе основной–ультраосновной расплав–шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным. Геологическое приложение. М.: ПРОБЕЛ 2000, 2012. 664 с.

Федотов С.А., Жаринов Н.А. Об извержениях, деформациях, сейсмичности Ключевского вулкана (Камчатка) в 1986–2005 гг. и механизме его деятельности // Вулканология и сейсмология. 2007 № 2. С. 3–31.

Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.Н. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка по данным об их извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении) // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.

Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Будников В.А., Цюрупа А.И. Петрология продуктов извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. С. 225–276.

Флеров Г.Б., Мелекесцев И.В. Извержение 2012–2013 гг. как результат продолжающейся активности Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов (Ключевская группа вулканов, Камчатка) // Материалы региональной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 139–144.

Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю. и др. Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Часть 1. Геология, минералогия и петрология вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 1–21.

Danyushevsky L. The effect of small amounts of H₂O on crystallization of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. and Geotherm. Res. 2001. V. 110. P. 265–280.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonu area, Northern Tukey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976, V. 58. P. 63–81.

Putirka K.D., Perfit M., Ryerson F.J., Jackson M.G. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active passive upwelling // Chemical Geology. 2007. V. 240. P. 177–206.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry 2008. V. 69. P. 61–120.

Sisson T.W., Grove T.L. Temperatures and H₂O content of low-MgO high-alumina basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 167–184.

The Petrogenesis of Rocks of the Ostryi and Ploskii Volcanoes and the Relationship between Volcanic Occurrences of Basaltic and Trachybasaltic Magmas in the Tolbachik Dol Area, Kamchatka

G. B. Flerov, V. V. Anan'ev, and G. P. Ponomarev

*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
Piipa Boulevard 9, Petropavlovsk–Kamchatskii, 683006 Russia*

e-mail: flerov@ksnet.ru

Received August 4, 2014

Abstract—We developed a petrologic and geodynamic model for the magma generation of volcanic formations in the Tolbachik Dol area. Differences have been found in the evolution of volcanic ejecta and the mineral composition of rocks on Ostryi and Ploskii Tolbachik stratovolcanoes on the one hand and in that of the regional zone of cinder cones on the other. We conclude that the basaltic and the trachybasaltic magmas were generated independently of each other and that these magmas were mixed during the time when central volcanism was giving way to fissure volcanism. The leading process that was responsible for the generation of basaltic and trachybasaltic series was crystallization differentiation, while the compositional variation in the stratovolcano and cinder rocks can be explained by the supply of an alkaline component into the basaltic magma chamber and subsequent accumulation during magma crystallization.