

ГЕОЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА ТОЛБАЧИНСКОЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ ЗОНЫ ШЛАКОВЫХ КОНУСОВ

Изучением вулканизма Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов, названной так вслед за Б.И. Пийпом (1956), и пространственно связанных с ней стратовулканов Острый и Плоский Толбачики, в той или иной мере занимался ряд исследователей. Результаты исследований опубликованы в работах Б.И. Пийпа (1946, 1956), А.Н. Сирина, К.М. Тимербаевой (1971), А.А. Важеевской (1976), В.А. Ермакова (1971), И.Т. Кирсанова, Г.П. Пономарева (1974), В.А. Ермакова, А.А. Важеевской (1973).

Согласно данным этих исследователей и авторов настоящей статьи, Толбачинская региональная зона шлаковых конусов является наложенной по отношению к вулканам Острый и Плоский Толбачики и тем самым отвечает более молодому (голоценовому) возрасту. Образование самой постройки стратовулкана Плоский Толбачик датируется верхним плейстоценом — началом голоцена (Мелекесцев и др., 1970). По характеру проявления вулканизм ее относится к ареальному типу. Ареальный вулканизм региональной Толбачинской зоны шлаковых конусов широко проявился на юго-западе от вулкана Плоский Толбачик, в меньшей мере — на северо-восточном его склоне. С начальными этапами описываемого нами ареального вулканизма, по-видимому, связано образование мощной кратерной кальдеры вулкана Плоский Толбачик, впоследствии компенсированной продуктами извержений центрального кратера. Посткальдерную деятельность Плоского Толбачика Б.И. Пийп (1956) еще ранее связывал с вулканизмом ареальной зоны, и этой точки зрения придерживаются авторы настоящей статьи.

Наиболее подробные сведения о геологии района с приложением возрастной геологической схемы мы находим в работе В.А. Ермакова и А.А. Важеевской (1973). В ней дается информация о геологическом строении и составе пород всей Толбачинской группы вулканов, включая стратовулканы Острый Толбачик; исторически деятельность последних предшествовала вулканизму ареального типа. По данным этих авторов, время формирования всей Толбачинской группы охватывает период от среднего — верхнего плейстоцена ($Q_2 - Q_3^1$) до настоящего времени. Проявления же ареального вулканизма относятся, по их мнению, к голоценовому времени. Настоящая статья посвящена исследованиям вещественного состава пород Толбачинской ареальной зоны. В работе использованы некоторые полевые и аналитические материалы, любезно предоставленные О.Н. Вольинцом, А.А. Абдурахмановым, А.А. Важеевской и В.А. Ермаковым, которым авторы приносят благодарность.

На основе детального геолого-петрографического и петрохимического картирования шлаковых конусов и лавовых потоков нами составлена геолого-петрохимическая схема размещения продуктов голоценовых извержений в районе региональной зоны шлаковых конусов к югу от вулкана Плоский Толбачик. На схеме показано распределение петрохимических разновидностей базальтов в пространстве соответственно с возрастным расчленением вулканических комплексов (рис. 1). О принципе выделения этих типов и особенностях их состава будет сказано ниже. Эта классификация принята по аналогии с таковой продуктов извержения 1975—76 гг. (Вольнец, Флеров и др., 1976б). Выделение возрастных магматических комплексов проведено по данным тефро-геохронологических исследований (О.А. Брайцева и др., см. ст. в наст. сборнике). Этими исследователями в районе шлаковых конусов изученной части ареальной зоны в пределах верхнего голоцена по формальному признаку устанавливаются по меньшей мере 5 крупных временных вулканических комплексов: I — 2000—2500 лет, II — 1000—2000 лет, III — 400—1000 лет, IV — 120—400 лет, V — современный.

Изученный нами район ареального вулканизма (см. рис. 1) охватывает территорию от подножия вулкана Плоский Толбачик до р. Толбачик на юг от р. Толуд на

Таблица 1

Объемы магматического вещества извержений и площади, сложенные продуктами вулканизма Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов

Районы, возрастные группы	Собственно магнезиальные базальты (тип I)			Магнезиальные базальты промежуточного типа (тип II)			Глиноземистые базальты (тип III-IV)			Все базальты	
	Площадь, км ²	Объем		Площадь, км ²	Объем		Площадь, км ²	Объем		Площадь, км ²	Объем, км ³
		км ³	%		км ³	%		км ³	%		
Южная зона											
Возрастные группы:											
I	—	—	—	—	—	—	800	40,0	100	800	40,0
II	1	0,1	3	6	0,3	9	157	2,8	88	164	3,2
III	5	1,5	48	61	1,2	38	48	0,4	13	114	3,10
IV	0,5 (?)	0,1 (?)	6	0,6	0,06	4	78	1,45	90	79	1,60
V	16,4	1,43	60	—	0,02*	1	30	0,9	39	46	2,35
Вулканические продукты неуставленного возраста	—	0,03	3	—	0,8	71	—	0,3	26	40	1,13
Породы комплексов II-V	—	3,16	28	—	2,38	21	—	5,8	51	443	11,34
Вся Южная зона	—	3,16	6	—	2,38	4	—	45,85	90	800	51,39
Кальдера вулкана											
Плоский Толбачик	—	—	—	—	—	—	8	2	100	8	2
Северная зона	—	—	—	—	—	—	100	5	100	100	5
Вся ареальная зона	—	3,16	5	—	2,38	4	—	52,8	91	908	58,4

Примечание. Площади по возрастным группам рассчитывались по реконструкциям вулканических комплексов;

* — объем промежуточных разностей извержения 1975 г.

востоке до линии гора Красная — р. Озерная на западе, а также участок северо-восточней вулкана Плоский Толбачик до р. Студеной. Площади ареальных излияний вулкана Плоский Толбачик охарактеризованы в табл. 1. Общая площадь изверженных продуктов всей зоны составляет около 908 км². Вулканические образования западнее этой линии А.Н. Сирин (1968), И.В. Мелекесцев (1970) связывают с деятельностью вулкана Плоского.

Как видно на геологической схеме (см. рис. 1), на территории к югу от вулкана Плоский Толбачик наиболее обширные площадные излияния характеризуют ранний этап формирования изученной нами Толбачинской ареальной зоны (I комплекс). Формы проявления вулканизма (обширные лавовые поля с относительно невысокими шлаковыми конусами, лавовые купола, трещинные излияния) свидетельствуют о том, что ареальный вулканизм этого этапа имел существенно эффузивный характер. Изверженные в этот этап лавы представлены мега- и мезоплагиофировыми глиноземистого типа базальтами, широко развитыми также в более древних толщах (плейстоцен, плиоцен) основания вулканов Ключевской группы (Пийп, 1956; Ермаков, 1971; и др.) и слагающими, в частности, сопки Плоские (Сирин, 1968). Со временем ареал вулканизма сокращается и вулканические проявления все более локализируются в осевой части зоны (см. рис. 1; Брайцева и др., см. статью в настоящем сборнике; комплексы II–V). Эруптивные центры и продукты их извержений (комплексы III–V), слагающие шлаковые конусы, протягиваются в виде полосы в северо-восточном направлении на расстояние до 45 км при ширине ее 3 км. Меняется характер вулканизма. При сохранении преобладания эффузивных излияний в общем объеме вулканического материала заметно возрастает роль эксплозивных извержений: образуются мощные шлаковые конусы (Песчаные горки, гора Алайд, конус Красный, гора 1004, гора Высокая, прорыв 1941 г., Северный прорыв 1975 г.). Сокращается количество центров извержений (комплексы III–V), вулканизм приобретает более автономный характер. При этом эруптивные центры концентрируются в пределах осевой субмеридиональной линии, образуя непрерывную цепочку конусов, сформировавшихся в различное геологическое время. Одновременно эволюционирует вещественный состав поступающего на поверхность магматического материала: наряду с типичными глиноземистыми субщелочными плагиофировыми базальтами, наследующими химический состав лав предыдущих геологических этапов, появляются отличные от них по химизму оливин-пироксеновые магнезиальные базальты, играющие подчиненную роль в общем балансе вещества всей ареальной зоны. Широкое развитие получают и магнезиальные промежуточные типы базальтов. Оливин-пироксеновые базальты в основном слагают мощные шлаковые конусы, упомянутые выше

Подобная геолого-структурная эволюция вулканизма (стяжение эруптивных центров к осевой линии) с одновременным изменением его характера (от эффузивного к эффузивно-эксплозивному) и типа глубинного магматического вещества (появление двух контрастных разновидностей базальтов), на наш взгляд, свидетельствует о том, что вулканическая деятельность Толбачинской региональной зоны со временем сосредоточивается в довольно узкой линейной структуре дизъюнктивного характера, в первом приближении сходной со структурами рифтов. Поступление магматического вещества при этом контролируется глубинным разломом субмеридионального простирания, играющим роль магмопроводника; об этом же пишут и предыдущие исследователи (Пийп, 1956; Федотов, 1976). Существование разлома подтверждается данными ГСЗ и гравиметрической съемки, согласно которым шлаковые конусы располагаются в зоне крутопадающего глубинного разлома шириной около 5 км, фиксируемого на поверхности серией параллельных разломов (Зубин и др., 1976; Балеста и др. см. статью в настоящем сборнике). В то же время с точки зрения структурного контроля вулканизма ареальной зоны характерно (см. рис. 1), что район развития шлаковых конусов, сложных оливин-пироксеновыми собственно магнезиальными базальтами, строго ограничен: эруптивные центры (шлаковые конусы) подобного состава расположены лишь к северу от широты горы Высокой. Вулканические проявления собственно магнезиальных базальтов к югу от нее нами не наблюдались. Интерпретируя эти наблюдения, можно пред-

Таблица 2

Петрографические разновидности базальтов арельной зоны вулкана Плоский Толбачик

Петрографическая разность базальта*	Петрографическая характеристика базальтов				Содержание вкрапленников и субфенокристаллов, %
	Минеральная ассоциация вкрапленников и субфенокристаллов**	Макро и микроструктура	Основная масса		
			Состав	Структура	
Оливин-пироксеновый, пироксен-оливиновый	Ol+Px, Ol	Олигофирова- вая, афирова- вая, серийно-порфи- ровая	Плагиоклаз- оливин-пи- роксеновый, оливин-пиро- ксен-плагио- клазовый	Интерсертальная, гиалопилитовая, микролитовая, долеритовая	3-15
Плагиоклаз- оливин-пиро- ксеновый, пи- роксен-оли- вин-плагио- клазовый	Ol+Px+Pl	Олигофирова- вая, крупно- порфировая, слабомега- плагиофирова- вая, афировая	Пироксен- оливин-пла- гиоклазо- вый	Гиалопилитовая, интерсертальная, витрофирова- я, микролитовая	5-25
Пироксен-оли- вин-плагио- клазовый	Px+Ol+Pl	Мега- и мезо- плагиофирова- я	Оливин-пла- гиоклазо- вый	Микролитовая, интерсерталь- ная	15-30
Плагиоклаз- оливиновый, оливиновый	Ol±Pl±Px	Афировая, олигофирова- я	Оливин-пла- гиоклазо- вый, плагио- клаз пре- обладает су- щественно	Микролитовая	3-5
Оливин-пла- гиоклазовый	Ol+Pl±Px	Мега- и мезо- плагиофирова- я, афирова- я (ред- ко)	То же	Интерсертальная, гиалопилитовая, микролитовая, редко витрофи- ровая	5-20

Примечание. Петрографические разновидности базальтов выделены по соотношению вкрапленников и субфенокристаллов; во второй графе указан парагенезис: со знаком + постоянный, со знаком ± второстепенный

положить существование здесь северо-западного или субширотного скрытого своеобразного структурного барьера, играющего роль разлома глубокого заложения.

Все породы Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов по составу отвечают базальтам, среди которых выделяются меланократовые, лейкократовые и переходные между ними разности, отличающиеся по соотношению во вкрапленниках и основной массе темноцветных минералов (оливина и клинопироксена) и плагиоклаза. Петрографическая характеристика базальтов приведена в табл. 2. По количественно-минералогическому составу вкрапленников выделяется целая гамма разновидностей, где полюсными разностями являются оливин-пироксеновые субафировые и афировые базальты (типичные представители меланократовых базальтов) и мега-мезоплагиофировые (лейкократовые) базальты. Эти разновидности по петрографии аналогичны соответственно базальтам Северного и Южного прощывов 1975-1976 гг. (Вольнец, Флеров и др., 1976). Первая разновидность базальтов по объему среди пород арельной зоны имеет подчиненное значение и характеризуется постоянным присутствием во вкрапленниках (2-3%) и субфенокристаллах оливина и пироксена. Плагиоклаз встречается редко в виде единичных мелких кристаллов. Широко развиты мега- и мезоплагиофировые базальты, отличающиеся

своеобразной крупнопорфировой структурой, образованной крупными мегакристаллами — вкрапленниками плагиоклаза (0,5–3 см), содержание которых достигает 15–20% объема породы. Оливин среди вкрапленников встречается в виде единичных кристаллов, но постоянно присутствует среди субфенокристаллов и микролитов, причем всегда в подчиненном количестве по отношению к плагиоклазу. Клинопироксен редок. Мега- и мезоплагиофировые лавы как петрографический тип выделены вслед за Б.И. Пийпом (1956), предложившим это название на основании особенностей структуры породы и размера вкрапленников. Между вышеописанными разновидностями базальтов существует целый ряд переходных разностей, где имеют место всевозможные вариации количественных соотношений минеральных фаз вкрапленников и микролитов и структурного облика.

Петрохимическая характеристика базальтов ареальной зоны дается на основе 119 анализов, из которых 35 были опубликованы ранее (Ермаков, Важеевская, 1973; Кирсанов, Пономарев, 1974). Химически проанализированы породы многих шлаковых конусов и связанных с ними лавовых потоков (в пределах всех возрастных комплексов, выделенных выше). Среди пород ареальной зоны отмечаются широкие вариации химического и петрографического состава, укладывающиеся в общем случае в один ряд от высокомагнезиальных умеренной щелочности базальтов (тип I) до субщелочных высокоглиноземистых (тип III) с существованием промежуточных разностей (типы II, IV) между ними (табл. 3)¹. Как видно из таблицы средних составов при незначительных изменениях кремнекислотности (49,8–50,8) существенные вариации наблюдаются в содержаниях MgO (10,1–4,8%), Al₂O₃ (13,9–17,4%), CaO (10,7–8,9%), а также суммы щелочей (3,5–5,3%) и K₂O (1–1,8%). Толбачинское извержение 1975–1976 гг. дало нам реальный материал, свидетельствующий о возможности одновременного автономного извержения контрастных по химическому составу типов базальтов, объединенных в то же время промежуточными разностями, составляющими, однако, минимальные количества (3–7%) в объеме извергнутого материала (Вольнец, Флеров и др., 1976б). Принимая во внимание, что эти два крайних типа прежде всего отличаются по содержанию MgO и Al₂O₃, мы, классифицируя ареальные базальты, используем соотношения этих окислов в качестве главного корреляционного критерия (рис. 2 и 3). На диаграмму MgO — Al₂O₃ (см. рис. 2) нанесены химические составы базальтов согласно их петрографическим разностям и отчасти их структурам. Несмотря на переходный характер химического состава выделяются два обособленных поля составом А и Б, разделенных хотя и минимальным, но все же заметным перерывом в интервале значений MgO/Al₂O₃ — 0,42–0,45. Поле А объединяет базальты магнезиального типа, поле Б — глиноземистого. Согласно исследованиям, проведенным по типизации всех четвертичных базальтов Камчатки (Вольнец и др., 1976а), магнезиальные базальты (поле А) соответствуют магнезиальным разностям известково-щелочного типа базальтов и отчасти субщелочного, глиноземистые — субщелочным глиноземистым (группа тефрито-базальтов) и отчасти глиноземистым известково-щелочного ряда. Поскольку при извержении 1975–1976 гг. мы воочию наблюдали излияние промежуточных по составу базальтов в каждом из прорывов (Вольнец, Флеров и др., 1976б), целесообразно выделение аналогичных разновидностей также внутри главных типов базальтов всей ареальной зоны (рис. 2, табл. 3). Среди магнезиальных базальтов (А) можно выделить: 1) группу собственно магнезиальных базальтов (I) — по существованию только оливин-пироксеновых разностей и внутри них подгруппу Ia, соответствующую по интервалу значений MgO и Al₂O₃ базальтам преобладающего типа Северного прорыва извержения 1975 г.; 2) группу магнезиальных базальтов промежуточного типа (II). Среди глиноземистых базальтов (Б) соответственно выделены группы: 1) высокоглиноземистых субщелочных базальтов (III), наиболее распространенных и сходных по составу с преобладающим типом пород Южного прорыва извержения 1975–1976 г.; 2) глиноземистых базальтов промежуточного состава (IV).

¹ В основу классификации главных типов базальтов положена классификация, предложенная О.Н. Вольнцом и его соавторами (1976а).

Таблица 3

Средние химические составы базальтов ареальной зоны вулкана Плоский Толбачик, Толбачинской

Типы базальтов; количество определений (в скобках)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
А. Магнезиальные:	49,80	1,20	14,29	4,63
I. Собственно магнезиальные (15)				
Ia – типа Северного прорыва	49,68	1,12	13,90	4,29
1975 г. (6)				
Iб – базальты без подгруппы Ia (9)	49,88	1,25	14,55	4,86
II. Магнезиальные промежуточного типа (17)	50,54	1,37	14,86	3,63
Б. Глиноземистые:				
III. Глиноземистые субщелочные – типа Южного прорыва 1975 г. (49)	50,83	1,52	17,40	3,68**
IV. Глиноземистые промежуточного типа (17)	50,48	1,46	16,16	3,82
Базальты вулканов Острый и Плоский Толбачики (17) ****	50,00	1,30	17,80	3,40

Примечание. Количество определений: * – 5; ** – 47; *** – 6; **** – данные В.А. Ермакова

Приблизительные подсчеты объемов извергнутого базальтового вещества ареальной зоны (на данном этапе исследований) методом аналогии с извержениями Северного и Южного прорывов в 1975–1976 гг. и на основании реконструкции захороненных потоков дали соотношения, отраженные в табл. 1. По всем возрастным группам: типы III и IV составляют около 91% (52,8 км³), типы I и II в близких соотношениях – 5% (3,2 км³) и 4% (2,4 км³) соответственно; тип IV развит незначительно. За период от начала II возрастного комплекса (первое появление магнезиальных базальтов) по настоящее время с учетом только Южной зоны соотношения объемов базальтов различных типов иное: типы III + IV – 51% (5,8 км³), тип I и II – 28% (3,2 км³) и 21% (2,4 км³) соответственно.

На рис. 2 можно видеть определенную зависимость петрографического состава пород в группах от их химического состава. Оливин в качестве ведущего минерала присутствует в породах всех групп. В то же время отчетливо намечается прямая корреляция между отношением MgO/Al₂O₃ и соотношением Rх/Pl по мере смены химизма пород к высокоглиноземистым субщелочным разностям: пироксен является как бы индикатором химического состава породы.

Наблюдаются отличия и в степени кристалличности пород (по вкрапленникам). Для собственно магнезиальных оливин-пироксеновых базальтов группы I, независимо от их фациальной принадлежности, типичны субафировые и афировые структуры, в то время как глиноземистые субщелочные (тефрито-базальты) преимущественно представлены мегаплагиофировыми лавами; афировые и субафировые их разновидности (с единичными мегакристаллами плагиоклаза) обычно встречаются в лавовых прослоях шлаковых конусов и в бомбах. Для базальтов промежуточных групп (II и IV) при той же закономерности распределения структурных разновидностей по фациям (преобладание порфировых структур в потоках) характерны субафировые разности (как с редкими мегакристаллами плагиоклаза, так и без них) и в меньшей степени – крупнопорфировые оливин-пироксен-плагиоклазовые породы с мегаплагиофировым структурным обликом. Последние слагают лавовые потоки, подчас парагенетически связанные с крупными шлаковыми конусами, сложенными оливин-пироксеновыми субафировыми разностями. Они образуют выжимки в пределах построек шлаковых конусов, а также встречены в дайке у подножия горы Алайд (см. ниже, рис. 5).

Описанный характер неоднородности структур вулканических пород в различных формах их проявления отмечался и ранее рядом исследователей, изучавших

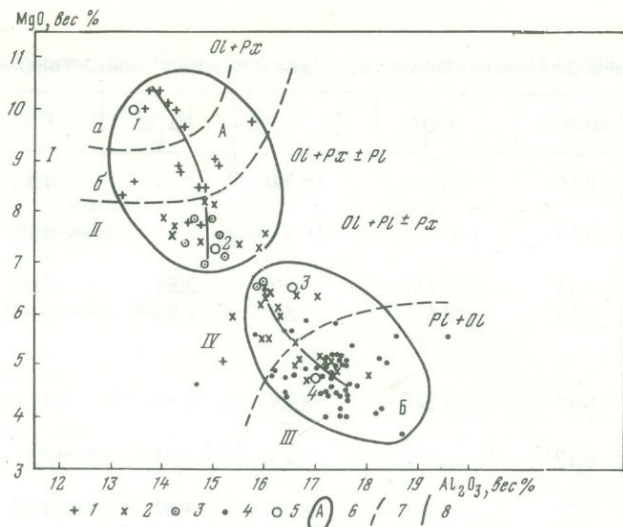
региональной зоны шлаковых конусов, вулканов Острый и Плоский Толбачики

	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
	6,05	0,19	9,43	10,28	2,58	1,17	0,32
	5,92	0,20	10,12	10,73	2,43	1,05	0,32*
	5,62	0,18	8,97	9,99	2,68	1,24	0,32
	7,28	0,18	7,64	9,56	2,84	1,48	0,41
	6,53**	0,17	4,81	8,88	3,44	1,84	0,47**
	6,89	0,19	6,10	9,22	3,07	1,70	0,39
	6,31	0,21	5,38	8,70	3,07	1,12	0,24***

базальтовые вулканические комплексы доисторического этапа (Важеевская, 1976; Сирин, 1968; и др.); современные извержения пород наблюдаются также в связи с динамикой активных извержений. В частности, при извержении Олимпийского побочного прорыва вулкана Алаид в 1972 г. первый ювенильный материал был представлен базальтами субафирового облика; по мере излияния порций потока кристалличность пород последовательно возрастала (Авдейко и др., 1974; Дрознин, Философова, 1976). Анализируя все эти закономерности, можно считать, что отличия в кристалличности продуктов извержения (в частности, в их порфировом строении) обусловлены разной скоростью остывания расплава, кристаллизующегося в условиях различных градиентов температур. Естественно, более высокие градиенты температур существуют в условиях эксплозий (при незначительной задержке расплава в кратере) и извержений, связанных с более скоростной подачей расплава к поверхности и с большей его температурой. В то же время градиенты температур снижаются при спокойной подаче магматического материала в изливающих потоках, экструзивных куполах, выжимках. Тем самым состав и количество вкрапленников в породах извержения отражают собой закалку кристаллизующегося расплава определенных ступеней системы ликвидус — солидус. Соответственно мы имеем возможность наблюдать структурные ряды пород от афировых до густопорфировых, серийно-порфировые до порфировых.

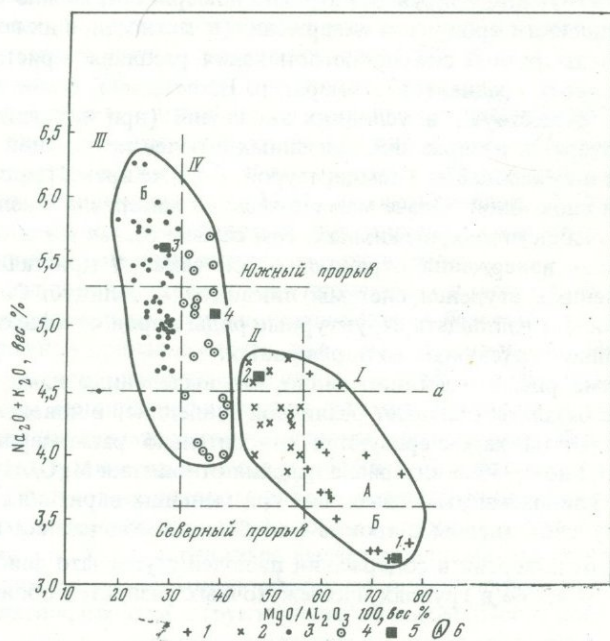
На диаграмме рис. 3 отчетливо видно, что выделенные нами глиноземистые и магнезиальные базальты обладают различной тенденцией в поведении щелочей. Магнезиальные базальты характеризуются относительно равномерным возрастанием щелочей — от 3,2 до 4,75% в интервале падения отношения MgO/Al_2O_3 от 76 до 45, в то время как глиноземистым базальтам при меньших вариациях отношения MgO/Al_2O_3 (45—30) свойственны широкие колебания в содержании щелочей (от 4 до 6,3%). При этом инверсия в содержании щелочей ступенчато фиксируется в интервале значений 4—4,75% в группах промежуточных разностей обоих типов базальтов (А и Б).

Аналогично ступенчатый, а не линейный характер эволюции химических составов двух типов базальтов наблюдается и на диаграмме $MgO-Al_2O_3$ (см. рис. 2) в области промежуточных составов базальтов магнезиального типа. Для ряда пород нарушается общая линейная зависимость количественных соотношений MgO и Al_2O_3 при сохранении общей тенденции к постепенному уменьшению относительного содержания MgO ; изменения в содержаниях Al_2O_3 незначительные. В то же время



Р и с. 2. Соотношение $MgO-Al_2O_3$ в базальтах Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов

1 — оливин-пироксеновые субафировые и афировые базальты; 2 — оливин-пироксен-плаггиоклазовые, оливин-плаггиоклазовые базальты субафировой, афировой структур, иногда с редкими мегакристаллами плаггиоклаза; 3 — оливин-пироксен-плаггиоклазовые базальты мегали и мезоплаггиофирового облика; 4 — мега- и мезоплаггиофировые базальты (оливин-плаггиоклазовые); 5 — средний состав базальтов извержения 1975–1976 гг. (Вольнец, Флеров и др., 1976): преобладающий тип Северного прорыва (1), промежуточный тип Северного прорыва (2), преобладающий тип Южного прорыва (3), промежуточный тип Южного прорыва (4); 6 — поля базальтов Толбачинской аральной зоны разного состава: А — магнезиальные базальты, Б — глиноземистые; 7 — границы раздела базальтов разного состава; 8 — линии эволюции состава базальтов. I–IV типы базальтов, табл. 3



Р и с. 3. Соотношения щелочности–магнезиальности в базальтах Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов

1 — собственно магнезиальные базальты (тип I); 2 — магнезиальные базальты промежуточного типа (тип II); 3 — высокоглиноземистые субщелочные базальты (тип III); 4 — глиноземистые базальты промежуточного типа (тип IV); 5–6 — см. условные обозначения 5, 6 на рис. 2; а — граница раздела базальтов субщелочных и умеренной щелочности по О.Н. Вольнцу и др. (1976)

для этой группы пород наблюдается повышение общей щелочности (см. рис. 3, тип II).

Наличие двух различных эволюционных рядов среди пород ареальной зоны, соответствующих магнезиальным (А) и глиноземистым (Б) базальтам, свидетельствует в пользу существования двух самостоятельных серий пород (расплавов), химическая эволюция которых обязана прежде всего специфике исходной для каждой серии магмы. Вариации щелочности расплавов, несомненно, большие при эволюции глиноземистых расплавов.

Установленные неоднородность и контрастность вещественного состава базальтов ареальной зоны, как показывают геологические исследования (см. рис. 1), периодически повторяются в ее геологической истории (рис. 4, I—IV). Нанесенный на диаграмму рис. 4 состав пород стратовулканов Острый и Плоский Толбачики, взятый из работы В.А. Ермакова и А.А. Важеевской (1973), образует более широкое поле и отвечает составу глиноземистых (известково-щелочных) базальтов умеренной щелочности. Они заметно отличаются от соответствующего типа ареальной зоны прежде всего более низким содержанием щелочей, в особенности K_2O и в меньшей степени повышенной глиноземистостью (см. рис. 4 и табл. 3). Таким образом прямого наследования составов базальтов центральных построек базальтами ареальной зоны не наблюдается.

Если для раннего возрастного комплекса (рис. 4, I) нехарактерны извержения собственно магнезиальных базальтов, то в дальнейшем во всех возрастных циклах, включая современный, мы наблюдаем проявление всех петрохимических типов в различных их соотношениях. При этом различные петрохимические разновидности встречаются как в масштабе одного извержения, так и в извержениях, близких по времени, а подчас и тесно связанных пространственно. Основываясь на геологическом материале, раскрывающем характер пространственной и временной связи извержений базальтов различного типа, можно выделить три типа извержений.

1. Автономные извержения типичных крайних петрохимических типов базальтов (типы I и III) — собственно магнезиальных (оливиновых толеитов) и субщелочных глиноземистых (тефрито-базальтов), характеризующихся самостоятельными центрами извержения. Базальты промежуточных разновидностей в этом типе извержений хотя и наблюдаются, но отражают лишь определенную временную стадию извержения и имеют явно подчиненное значение в объеме извергнутого материала. Примером тому служит извержение 1975—1976 гг. (Северный и Южный прорывы), прорыв 1941 г., конус Красный и многие другие извержения глиноземистых базальтов ареальной зоны. Одним из таких постоянно действующих вулканических центров, периодически извергающих вплоть до настоящего времени мегаплагиофировые глиноземистые базальты, является вершинный кратер вулкана Плоский Толбачик (Кирсанов, Пономарев, 1974), посткальдерная жизнь которого парагенетически связана с ареальным вулканизмом. Извержения этого типа базальтов проявлялись как независимо, так и синхронно с извержениями магнезиальных базальтов при прорывах в 1941 и 1975 гг.

2. Извержения базальтов промежуточного типа с существенным преобладанием магнезиальных плагиоклаз-оливин-пироксеновых базальтов типа II из самостоятельного эруптивного центра, пространственно не связанного с центрами вышеописанного типа I. По характеру извержения они стоят ближе к глиноземистым типам базальтов. Этот тип извержений характеризует мощные извержения горы Каменистой и распространен в различной степени по всей ареальной зоне. На изученной нами площади самостоятельные извержения глиноземистых базальтов промежуточного типа встречены лишь в связи с извержением конуса Кругленького.

3. Сложный тип извержений, характеризующийся тесной парагенетической и пространственной связью выделенных петрохимических типов базальтов (собственно магнезиальных, глиноземистых субщелочных, промежуточных). Вулканические центры (шлаковые конусы, трещины излияния, лавовые куполы), извергающие различного состава базальты, пространственно сближены, в ряде случаев наследуются. В ареальной зоне, к юго-западу от вулкана Плоский Толбачик (см. рис. 1), этот тип извержения проявился мощными вулканическими комплексами, включающими

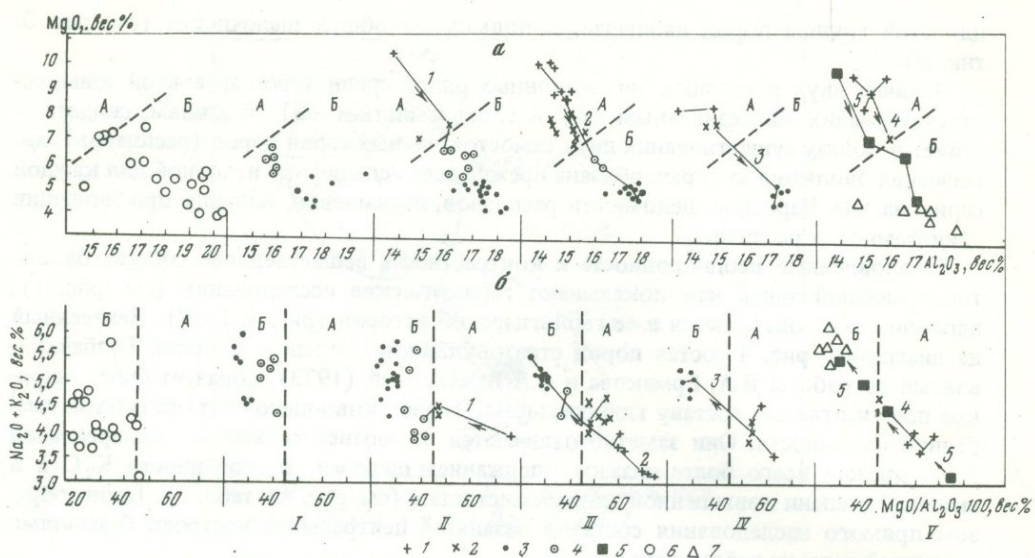
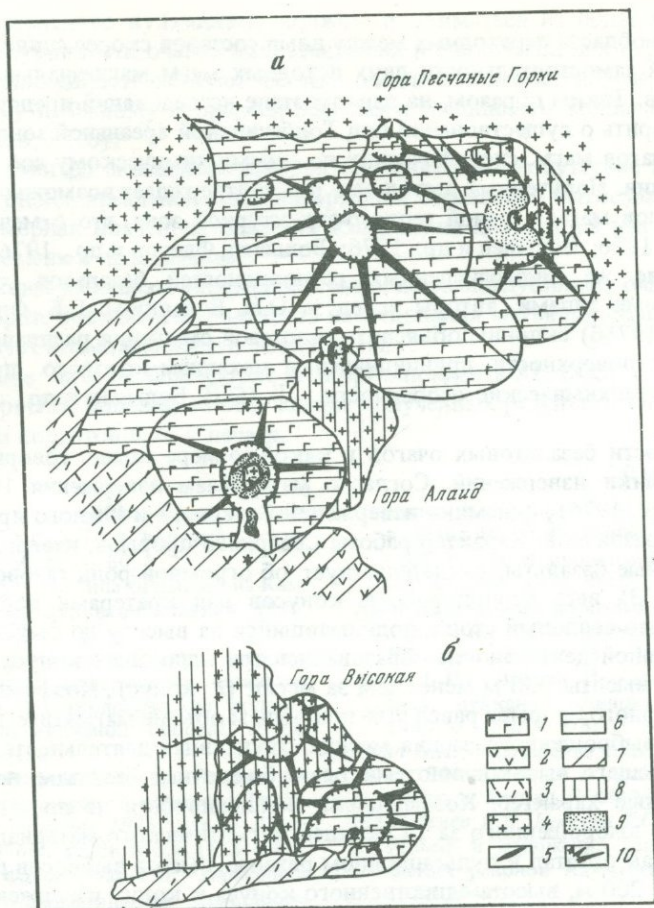


Рис. 4. Диаграммы соотношения $MgO-Al_2O_3$ (а) и $Na_2O + K_2O - MgO/Al_2O_3$ (б) в базальтах возрастных комплексов Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов и стратовулканов Острый и Плоский Толбачики

Базальты Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов: 1-5 — эти условные обозначения см. на рис. 3 (1-5); 6 — базальты стратовулканов Острый и Плоский Толбачики; 7 — базальты посткальдерных извержений вершинного кратера вулкана Плоский Толбачик. Сплошной линией соединены составы базальтов вулканических комплексов единого извержения: горы 1004 (1), горы Алаид-Песчаных горок (2), горы Высокой (3), прорыва 1941 г. (4), извержения 1975-1976 гг. (5). Стрелки показывают направление эволюции состава базальтов. Пунктирная линия — граница раздела базальтов разного состава: магниезиальных (А) и глиноземистых (Б). I-V — возрастные комплексы

ми крупные шлаковые конусы: Песчаные горки — гора Алаид, представляющими собой одно извержение, гора Высокая, гора 1004. Изучение крупных шлаковых конусов показало, что они имеют сложное полицентрическое строение и характеризуются дваактным развитием (рис. 5). При этом породы шлаковых конусов и связанных с ними лавовых потоков отражают общую петрохимическую закономерность изменения состава пород от магниезиальных базальтов до высокоглиноземистых субщелочных (см. рис. 4). Первый этап извержений образовал мощные шлаковые и лавовые потоки базальтов, большей частью захороненные последующими лавовыми излияниями собственно магниезиального типа (тип I) для горы Алаид, горы Высокой, Песчаные горки, горы 1004. На участке горы 1004, как можно восстановить в настоящее время, извержение закончилось магниезиальными базальтами промежуточного типа (тип II). Последующий этап извержения в комплексах горы Алаид — Песчаные горки и горы Высокой ознаменовался появлением базальтов промежуточного типа (тип II, менее — тип IV) и завершился извержениями мегаплагиофировых глиноземистых базальтов (тип III). Базальты этого этапа дают площадные излияния лавовых потоков из трещин и куполов у подножия конусов, а также образуют структуры типа Сомма-Везувий в кратере конусов I этапа и экстрезивные выжимки, дайки и трещинные излияния на их склонах (см. рис. 5, а). В свою очередь эти вулканчики, центрично вложенные в кратеры, могут давать лавовые потоки: восточный конус Песчаных горок, юго-восточный конус горы Высокой (рис. 5, а, б). Мощные извержения субщелочных глиноземистых базальтов (тип III) завершающего этапа особенно характерны для вулканического комплекса горы Высокой, где они проявились в образовании шлакового конуса, эксцентрично расположенного на конусе предыдущего этапа, и серии лавовых потоков, излившихся на значительную площадь (см. рис. 5, б).

Полученный нами материал по геологии, петрохимии и объемам продуктов извержений в Толбачинской региональной зоне шлаковых конусов свидетельствует о



Р и с. 5. Геолого-петрографическая схема вулканических комплексов горы Алайд – Песчаных Горок (а) и горы Высокой (б)

1 – оливин-пироксеновые субафировые и афировые базальты; 2 – оливин-пироксен-плаггиоклазовые, оливин-плаггиоклазовые базальты субафировой, афировой, мегаплаггиолигофировой структур; 3 – оливин-пироксен-плаггиоклазовые базальты мега- и мезоплаггиолигофировой облика; 4 – мега- и мезоплаггиолигофировые базальты (оливин-плаггиоклазовые); 5 – дайка мегаплаггиолигофировых базальтов; 6–8 – петрохимические типы базальтов; 6 – собственно магнезиальные, 7 – магнезиальные промежуточного типа; 8 – глиноземистые субщелочные; 9 – ареал разброса бомб глиноземистых субщелочных базальтов; 10 – шлаковые конусы

том, что различия в химическом составе базальтов довольно трудно объяснимы с позиций кристаллизационной дифференциации, которой А.Н. Сирин и К.М. Тиммербаева (1971) придавали ведущую роль, и магматической дифференциации в жидком состоянии единой базальтовой магмы в вулканическом канале или очаге¹. Этому противоречат: тенденция изменения химического состава базальтов в процессе извержений от магнезиальных к глиноземистым, завершающаяся глиноземистыми субщелочными базальтами и закономерно повторяющаяся в вулканических комплексах различных возрастных групп; парагенезис контрастных петрохимических типов базальтов, также повторяющийся периодически в геологической истории ареальной зоны; субафировый и афировый облик пород, типичный для базальтов магнезиального типа и в ряде случаев наблюдающийся в бомбах глиноземистых базальтов.

В то же время обособленность полей химических составов пород на петрохимических диаграммах, различная эволюция их внутри серий и наличие инверсион-

¹ Подробнее о роли процессов дифференциации в генезисе этих типов расплавов см. в статье "Петро-геохимические особенности" (О.Н. Вольнец и др., см. ст. в наст. сборнике).

ной ступени в области переходных между ними составов скорее свидетельствуют об относительной самостоятельности двух исходных магм магнезиального и глиноземистого типов. Таким образом, на данном этапе исследований представляется возможным говорить о существовании под Толбачинской ареальной зоной двух разноглубинных очагов магм, специфических по своему химическому составу и направлению эволюции. Полученный вывод еще раз подтверждает возможность генерации этих двух типов магм в одной геолого-структурной зоне, что отмечалось и ранее (Важеевская, 1976; Вольнец и др., 1976; Вольнец, Флеров и др., 1976б).

Образование же многочисленных разновидностей базальтов, объединенных промежуточными типами, авторы вслед за О.Н. Вольнцом, Г.Б. Флеровым и их соавторами (1976б) склонны объяснять гипотезой смещения расплавов в процессе их подъема к поверхности, принципиальный механизм которого предлагается в статье "Петро-геохимические особенности..." (О.Н. Вольнец и др., см. ст. в наст. сборнике).

О глубинности базальтовых очагов в какой-то мере можно говорить исходя из данных динамики извержений. Согласно материалам извержения 1975–1976 гг. (Федотов и др., 1976), динамика извержений Северного и Южного прорывов была существенно различной. Характер работы Северного прорыва, извергающего высокомагнезиальные базальты, свидетельствует об огромной роли газовой фазы в его деятельности. За весь период работы конусов над кратерами постоянно стоял огненный газовой столб, поднимавшийся на высоту до 8–12 км. В результате эксплозивной деятельности образовались три шлаковых конуса, один из которых достиг высоты 330 м менее чем за месяц (I конус). Коэффициент эксплозивности Северного прорыва равен 90% при общем объеме магматического материала 1,44 км³, выброшенного за два месяца. Эруптивная деятельность Южного прорыва, извергающего высокоглиноземистые субщелочные базальты, носила спокойный эффузивный характер. Коэффициент эксплозивности не превышал 10% при общем объеме выброшенного за 15 месяцев магматического материала около 0,8–0,9 км³. Вулкан работал в пульсационном режиме, высота выбросов пироклаستيки была порядка 200 м, высота единственного конуса к концу извержения составила 180 м. Расход магматического вещества в Северном прорыве составлял 130 м³/сек, в Южном – в 3 раза меньше (Федотов, 1976).

Описанные особенности динамики извержений соответствующих типов магм являются закономерными и характерны для вулканизма всей Толбачинской ареальной зоны. Действительно, наиболее мощные шлаковые конусы сложены оливинпироксеновыми собственно магнезиальными базальтами типа Северного прорыва. В то же время глиноземистые базальты и магнезиальные базальты промежуточного типа образуют небольшие конусы, а шлаковые конусы II этапа сложного типа извержений (тип III, Песчаные горки – гора Алаид), центрично вложенные в кратеры вулканической постройки I этапа, формируются, не разрушая ее целостности, и ареал разброса бомб не выходит за пределы кратера (см. рис. 5, б). Одним из показателей мощи извержений магнезиальных базальтов, на что в свое время обратил внимание С.А. Федотов, является образование в процессе извержения под действием высокоскоростных газовых струй, хорошо отшлифованных округлых и шарообразных бомб, подчас с включениями инородного материала.

Несомненно, главным энергетическим фактором магмы и ее движущей силой является содержащийся в ней газ. Таким образом, учитывая описанные выше динамические характеристики извержений различных типов базальтов, можно говорить о большей энергоемкости магмы собственно магнезиального типа сравнительно со субщелочной высокоглиноземистой и как следствие этого в какой-то степени – о большей глубине ее очага. Мощные извержения более энергоемких магнезиальных базальтов как бы провоцируют последующие извержения менее энергоемких глиноземистых субщелочных базальтов, поднимающихся, по-видимому, с относительно меньших глубин.

На основе расчетов расхода магмы в дайке при трещинном базальтовом извержении к такому же выводу еще ранее пришел С.А. Федотов (1976), который считал, что магмы крупных вулканов (в данном случае магнезиальных шлаковых кону-

сов) полей ареального вулканизма должны подниматься из более глубоких очагов. О разноглубинности очагов магнезиальных и глиноземистых субщелочных базальтов косвенно свидетельствуют данные сейсмической обстановки, предшествующей Северному и Южному прорывам Большого трещинного Толбачинского извержения (Федотов, 1976).

В соответствии со сказанным становятся понятными отсутствие в раннем возрастном комплексе ареальной зоны извержений собственно магнезиальных базальтов и закономерная последовательность извержений двух типов магм, тесно сближенных во времени и пространстве.

Предложенный механизм поступления магм из разноглубинных очагов не исключает, а, наоборот, повышает вероятность наследования магмоподводящих каналов, что способствует возможности смещения магм.

В заключение авторы благодарят чл.-корреспондента АН СССР С.А. Федотова и ст. научн. сотр. О.Н. Волицца за обсуждение полученных результатов и редактирование статьи при подготовке ее к печати.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П. и др. Извержение вулкана Алайд в 1972 г. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 64–80.
- Важеевская А.А. Два типа базальтов на Камчатке. — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 127–134.
- Волицец О.Н., Ермаков В.А. и др. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение. — Бюл. вулканол. станций, 1976а, № 52, с. 115–126.
- Волицец О.Н., Флеров Г.Б. и др. Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 года. — Докл. АН СССР, 1976б., т. 228, № 6, с. 1413–1422.
- Дроздин В.А., Философова Т.Н. Термодинамическая информативность кристалличности продуктов извержения. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 447–450.
- Ермаков В.А. Мегаплагифириновые лавы — аналог анортозитовых пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, стр. 56–72.
- Ермаков В.А., Важеевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачики. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 43–54.
- Зубин М.И., Смирнов В.С., Таракановский А.А. Плотностные и геоэлектрические неоднородности земной коры и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Труды IV Всес. вулканол. совещания. М., "Наука", 1977, с. 136–144.
- Курсанов И.Т., Пономарев Г.П. Извержения вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности их продуктов. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 53–63.
- Пишп Б.И. Новый побочный кратер вулкана Толбачик. — Бюл. вулканол. станции на Камчатке, 1946, № 13, с. 19–21.
- Пишп Б.И. Вулкан Плоский Толбачик. — Бюл. вулканол. станции на Камчатке, 1946, № 12, с. 70–73.
- Пишп Б.И. Ключевская сопка, ее извержения в 1944–45 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол., 1956, № 11, 310 с.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., "Наука", 1970, 104 с.
- Сирин А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., "Наука", 1968, 196 с.
- Сирин А.Н., Тимербаева К.М. О двух типах базальтов и составе исходной магмы вулканов Ключевской группы на Камчатке. — В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971, с. 147–150.
- Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 5–23.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение, 1975, Камчатка. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193–1196.