

УДК 551.21

1991 г.

А. П. МАКСИМОВ, П. П. ФИРСТОВ, О. А. ГИРИНА,
А. И. МАЛЫШЕВ

ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ В ИЮНЕ 1986 г.

Приводятся результаты полевых наблюдений, гранулометрических и сейсмоакустических исследований, связанных с небольшим извержением вулкана Безымянный. Дается схематическая интерпретация особенностей извержения, которые хорошо объясняются более глубоким положением в вулканическом канале зоны, обогащенной газовой фазой.

THE BEZYMIANNY VOLCANO ERUPTION IN JUNE 1986, by Maksimov A. P., Firstov P. P., Girina O. A. and Malyshev A. I. The study presents the results of field observations, granulometric and seismoacoustic investigations related to a small eruption of the Bezymianny volcano. The characteristic features of the eruption illustrated in the scheme are interpreted to be due to the deeper position in the volcanic channel of the zone enriched in the gas phase.

Received December, 27, 1989

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, USSR

После катастрофического взрыва 1956 г. вулкан Безымянный сохраняет высокую степень активности, связанную сформированием и развитием внутрикратерного купола Новый [3]. Можно считать, что вулкан находится в состоянии постоянного длительного экструзивного извержения, характеризующегося периодами активизации в виде отдельных извержений и периодами относительного покоя. Аналогичный тип активности присущ многим другим вулканам Тихоокеанского кольца, извергающим андезитовые магмы. Формы проявления вулканической активности на таких вулканах весьма многообразны: эксплозии различной мощности, включая направленные взрывы, извержения пирокластических потоков, также представляющих целый спектр типов, выжимание экструзивных куполов и блоков и, наконец, излияния лавовых потоков, которые точнее было бы назвать выжиманиями. Если к этому списку добавить мощные обвалы, предваряющие наиболее крупные извержения, а также грязевые потоки (лахары), нередко порождаемые отложением пирокластических потоков и представляющие вместе с ними одни из наиболее губительных последствий вулканизма, то научная и практическая значимость изучения таких вулканов вполне понятна.

Более чем за 30-летний период изучения вулкана Безымянный на нем неоднократно происходили перечисленные выше события. Вулкан как бы представляет собой удачную модель, действующую много лет для разработки и проверки целого ряда концепций физической вулканологии и петрологии. Каждое новое извержение, независимо от его масштабов, дает материал для продолжения длинного ряда накопленных фактов, тем более что, несмотря на хорошо известный тип активности, появляется новый вид деятельности вулкана и возникают новые методы ее изучения.

Весной 1986 г. в кратере на куполе Новый началось выжимание экструзивного блока и в июне произошло слабое извержение. Данная статья

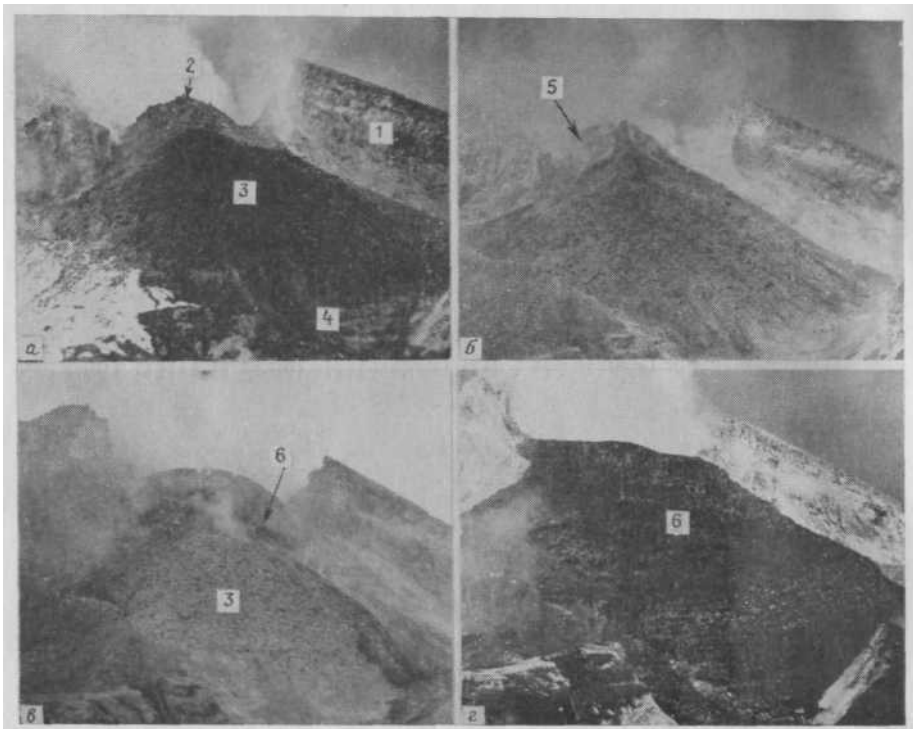


Рис. 1. Динамика роста вершинной экструзии и продвижения лавового потока: *а, б, в, г* — прикратерная часть купола Нового по состоянию на 20, 22, 24 и 30 июня 1986 г. соответственно. 1 — купол Новый; 2 — вершинная экструзия; 3 — лавовый поток 1985 г.; 4 — обвальнo-эксплозивный желоб; 5 — лавовое вздутие; 6 — новообразованный лавовый поток

посвящена описанию и интерпретации эруптивных событий 1986 г. по результатам полевых наблюдений, сейсмоакустических и гранулометрических исследований.

Последовательность эруптивных событий по данным визуальных наблюдений

В конце 1985 г. прекратилось излияние лавового потока, и вулкан в течение нескольких месяцев находился в состоянии умеренной и сильной фумарольной деятельности. В конце марта 1986 г. появились первые обвальнo-эксплозивные лавины и газопепловые выбросы, свидетельствующие об активизации вулкана. В ходе облета вулкана 16 апреля было выявлено, что прикратерная часть лавового потока, сформированного в декабре 1985 г., значительно деформирована. На ее поверхности образовалось куполовидное вздутие высотой —50 м с диаметром основания 150 м.

12, 20 и 27 мая наблюдались редкие, но достаточно крупные обвалы. К концу июня на месте куполовидного вздутия сформировался экструзивный блок высотой —80 м. Вулкан был сравнительно спокоен, наблюдались лишь редкие слабые обвалы экструзивного блока. С 18 июня они стали учащаться. Высота экструзивного блока за период с 14 по 19 июня увеличилась примерно на 15—20 м. 20 и 21 июня обвальнo-эксплозивные лавины достигали нижней части обвальнo-эксплозивного желоба, сформированного летом (рис. 1, *а*). Во фронтальной части этих лавин двигались наиболее крупные глыбы размером до 10 м. При ударе обломков о склон поднимались небольшие пылевые облака. К 22 июня в западной части экструзив-

ного блока образовалось лавовое вздутие (рис. 1, б). Вечером 22 июня наряду с обычными обвалами появились лавины с характерными, интенсивно клубящимися пепловыми тучами типа «цветная капуста». Образование подобных лавин было связано, по-видимому, с обвалами достаточно больших объемов газонасыщенного высокотемпературного материала, что создавало эффект автоэксплозивности.

В ночь на 23 июня появилось ярко-красное свечение разрушающейся части экструзивного блока. К ночи 24 июня экструзия была сильно разрушена и перекрыта вязким лавовым потоком, центр выжимания которого находился выше экструзивного блока. Скорость движения потока составляла около 5 м/ч. 24 июня он достиг длины примерно 120 м (рис. 1, в). Движение лавового потока сопровождалось частыми обвалами на его фронте. Свечение обломков наблюдалось уже днем и имело тускло-красный цвет. Пылевое облако от обвалов распространялось 22—24 июня в южном направлении вдоль восточных склонов Зиминых сопки на расстояние до 30 км. Пеплогазовых выбросов в течение всего описанного периода не наблюдалось.

С 12 час. местного времени 24 июня до 20 час. 25 июня метеоусловия не позволяли наблюдать за вулканом. К ночи с 25 на 26 июня лавовый поток имел длину 250—400 м, средняя скорость его продвижения составляла не менее 8 м/ч. С 25 по 29 июня лавовый поток достиг длины 500—550 м (рис. 1, г). Обвалы и сопровождающее их свечение становились все более редкими и слабыми и к 1 июля почти прекратились. Вулкан перешел в состояние активной фумарольной деятельности.

30 июля, после завершения извержения у подножия вулкана были обнаружены свежие пирокластические потоки и связанные с ними отложения.

В течение 28 июня — 2 июля над кратером вулкана на высоту 0,5—1,5 км постоянно поднимался столб фумарольных газов. Тепловая мощность вулкана этого периода оценивается в $1,4 \cdot 10^4$ — $1,2 \cdot 10^6$ кВт. Со временем наблюдается тенденция к ее уменьшению [14].

Геологический эффект извержения

Основной геологический эффект извержения выразился в образовании вязкого лавового потока и пирокластических отложений (рис. 2, 3).

Лавовый поток занял всю площадь желоба и почти достиг подножия купола (см. рис. 3). Он представлял собой единую выжимку вязкой лавы с чешуевидной поверхностью, характерной и для предыдущих образований такого типа. Центр выжимания лавы находился в кратере на вершине купола Нового. Фронт потока был покрыт поперечными трещинами срыва (см. рис. 1, з), отдельные глыбы скатывались в каньон у подножия купола. Мощность лавового потока составляла, по-видимому, 10—20 м. В трещинах наблюдался постепенный переход от более плотных внутренних частей потока к «вспененной» краевой зоне мощностью 1—1,5 м.

Пирокластические потоки сформировали толщу пирокластических отложений у подножия купола, разделяющуюся на два «языка».

Отложения северного «языка» представлены полукатанными обломками размером до 3—4 м и их заполнителем — песком средней крупности. Среди обломков преобладают глыбы размером 30—40 см. Содержание заполнителя составляет примерно 20—30%. Средняя естественная плотность сложения (d) $1,49$ г/см³ (6 замеров). Ширина «языка» ~ 100 м, фронт крутой, мощность отложений 6—7 м (см. рис. 3).

В отложениях южного языка заполнитель составляет 60—70%, d возрастает до $1,75$ г/см³ (3 замера) за счет присутствия мелких обломков пород. Максимальный размер глыб уменьшается до 1—2 м. Ширина

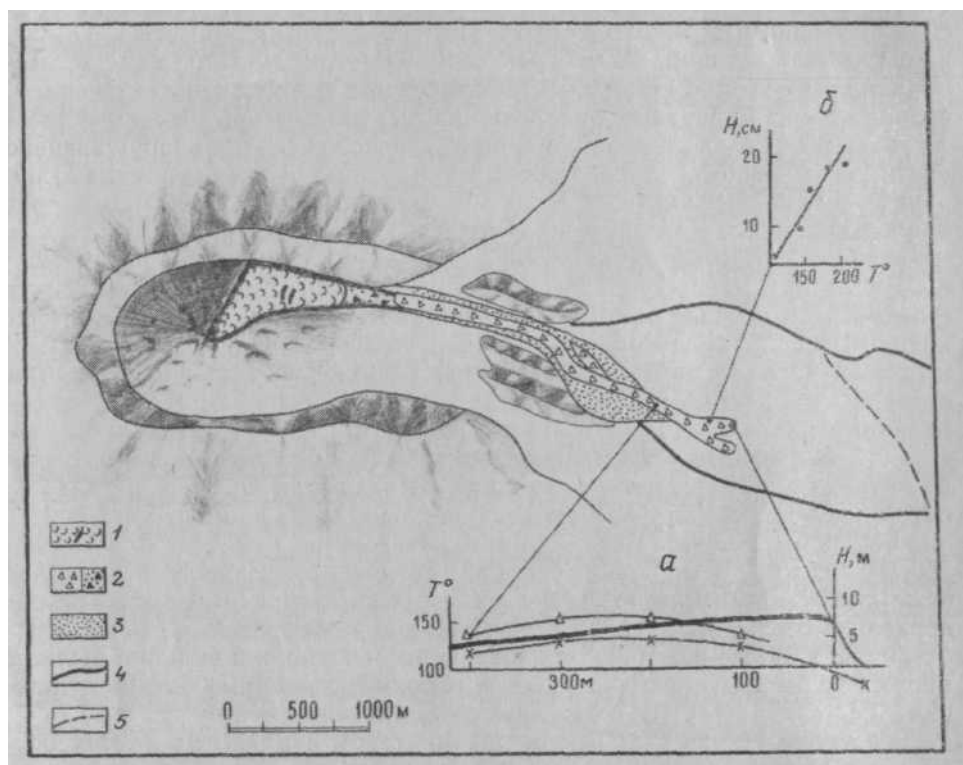


Рис. 2. Схема распространения продуктов извержения в. Безымянный в июне 1986 г. 1— лавовый поток; 2— пирокластические потоки (а) и отложения раскаленных лавин (б); 3— отложения пирокластических волн; 4, 5 — границы распространения пирокластических потоков извержения 1985 г. и отложений пеплов облаков пирокластических потоков соответственно. На врезках показаны результаты температурных измерений: а — температурный профиль вдоль северного языка пирокластических отложений (крестики — температуры на глубине 10 см от поверхности потока, треугольники — на глубине 15 см, толстая линия — мощность отложений), б — график роста температуры от поверхности до глубины 20 см

«языка» ~50 м. Фронт отложений очень пологий, мощность их плавно снижается от 1,5—2 м до первых сантиметров.

Резкая разница в указанных выше характеристиках между этими отложениями указывает на их принадлежность к двум различным пирокластическим потокам. Это предположение подтвердилось при дальнейших исследованиях (см. ниже).

Согласно принятой в настоящее время классификации [2, 19], северный поток по своим характеристикам приближается к типу пеплово-глыбовых потоков, тогда как южный может быть отнесен к потокам пористых андезитов. В то же время достаточно высокая пористость обломков пород пеплово-глыбового потока указывает на определенное сходство его с потоками пористых андезитов, т. е. на промежуточное положение в данной классификации.

Крупные глыбы пирокластических потоков нередко разбиты сериями трещин. По-видимому, в момент формирования потока глыбы находились в пластичном состоянии, о чем свидетельствует закрытие трещин с

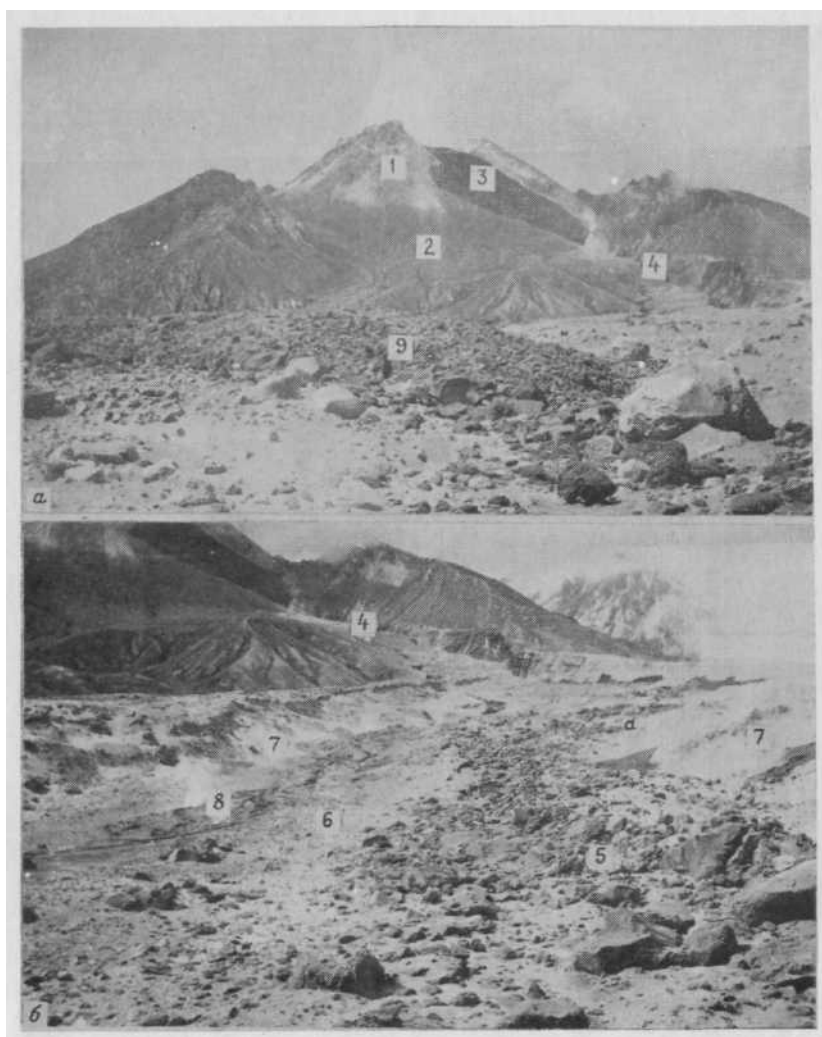


Рис. 3. Вулкан Безмянный после извержения: а — общий вид; б — пирокластические отложения извержения 1986 г. 1, 2 — экструзивная часть (1) и агломератовая мантия (2) купола Нового; 3 — новый лавовый поток; 4 — абразивный каньон и путь движения пирокластических потоков, 5 — пеплово-глыбовый пирокластический поток: а — заплеск потока на борт каньона; б — пирокластический поток пористых андезитов; 7 — отложения пирокластических волн; 8 — фумарола на пирокластическом потоке; 9 — фронт пеплово-глыбового потока

глубиной и характерная поверхность разрыва. Это также подтверждают следы пластичного контакта (облегания) отдельных крупных глыб.

Пирокластические потоки двигались по каньону у подножия купола и, миновав каньон, отошли от него на расстояние ~500 м, пройдя от кратера путь ~4 км. Движение потоков сопровождалось отделением части материала на участках изменения направления движения с образованием двух «заплесков», оторванных от потоков. Первый сформировался на выходе из желоба вдоль северного борта абразивного каньона, второй — в районе крутого поворота каньона, по которому двигались потоки (см. рис. 2 и 3, б). Отложения первого представлены обломками пород размером преимущественно 15—20 см (отдельные глыбы изредка достигают полуметра) и заполнителем, составляющим 60—70%. Отложения протя-

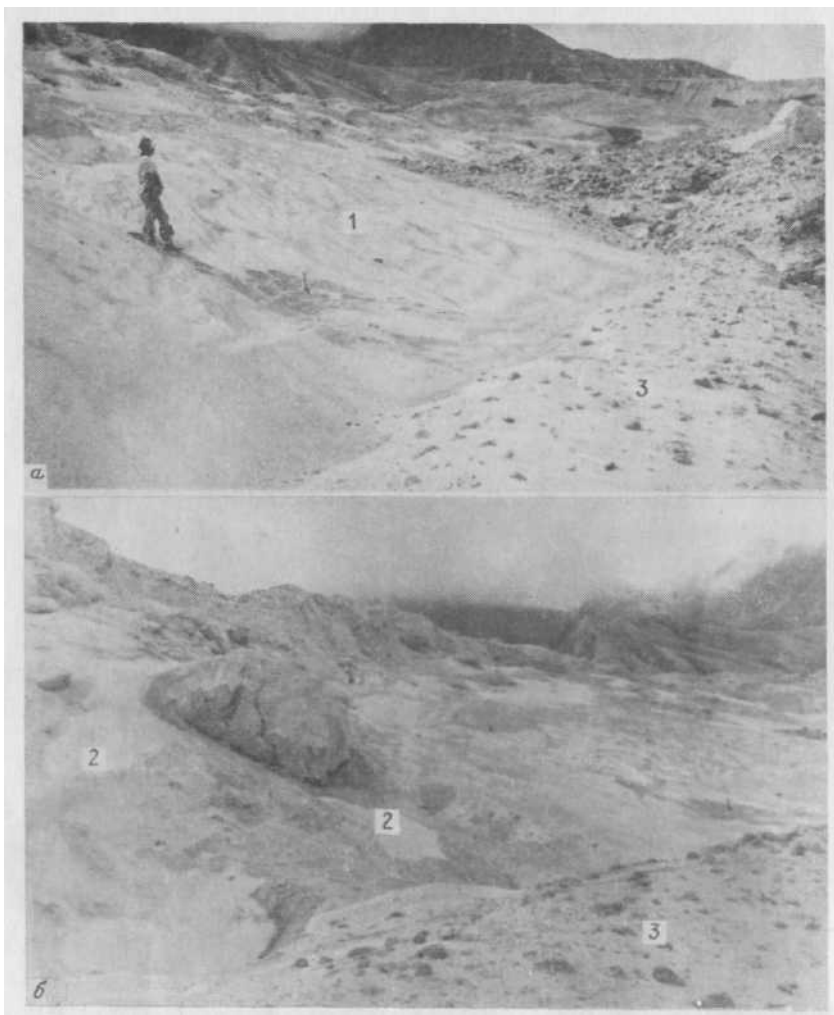


Рис. 4. Отложения пирокластических волн. 1, 2— донный рельеф (1) и обособленные пятна (2) материала пирокластических волн; 3—пирокластический поток пористых андезитов

гиваются четкой полосой шириной 20 м, мощностью 0,5 м на расстояние 0,7—0,8 км и далее образуют маломощный покров. Второй «заплеск» образован нагромождением полуокатанных обломков и глыб размером до 3 м с небольшой долей заполнителя (20—30%). Приведенные характеристики позволяют связать отложения первого «заплеска» с движением потока пористых андезитов, а второго — с пеплово-глыбовым потоком. Высота «заплесков» над дном каньона (т. е. высота бортов каньона) составляет 40 м для первого и 7—10 м для второго. По всей видимости, образование «заплесков» объясняется набеганием на стенки каньона газонасыщенной пирокластической массы,двигающейся с высокой скоростью.

Типы отложений, связанные сформированием пирокластических потоков. В ходе исследований наряду с двумя пирокластическими потоками были выделены отложения пирокластических волн (*surge*) [2, 19] и пеплового облака пирокластических потоков [1].

Отложения пирокластических волн наиболее четко выражены на крутом правом борту каньона в виде «заплесков» пепло-песчаного матери-



Рис. 5. Отложения пеплов облаков пирокластических потоков. Под навесом крупной глыбы эти отложения отсутствуют

ла на высоту до 10 м над поверхностью потока, а также в виде обособленных пятен на площадках, прилегающих к каньону, и в небольших ложбинах вдали от него (рис. 4). Эти отложения нередко образуют своеобразный дюнный рельеф, очень подвижны при механическом воздействии. Мощность их в «заплесках» и дюнах не превышает 0,5–1 м. Материал представлен песками средней крупности с незначительным количеством обломков размером до нескольких сантиметров, $d = 1,15 \text{ г/см}^3$ (10 замеров).

Отложения пеплов облака пирокластических потоков (ПО) четко выделяются в юго-юго-восточном направлении, прослеживаясь до северных склонов Зиминых сопок (см. рис. 2). Мощность отложений меняется от 0,6–0,7 см вблизи пирокластического потока до 0,3–0,4 см на расстоянии 2–2,5 км от фронта потока. Отложения представлены светло-серым алевропелитовым материалом с включениями более крупных обломков темноцветных минералов. О выпадении этого материала именно из пепловой тучи свидетельствует его отсутствие в области «тени» крупных обломков (рис. 5).

Отложения, связанные с извержением пирокластических потоков, были изучены также в разрезах вблизи потоков. Характерный разрез этих отложений, вскрытый в 2 м от борта северного потока, показан на рис. 6 совместно с кривыми гранулометрического состава отложений разреза и заполнителей пирокластических потоков. В разрезе четко выделяются пять слоев: нижний из них (слой 1) мощностью 5 см относится к отложениям пеплов облака пирокластического потока предыдущего извержения (1985 г.), изученным ранее [1]. Благодаря наличию в основании разреза маркирующего горизонта ПО 1985 г. отложения вышележащих слоев уверенно относятся к извержению 1986 г.

Выше по разрезу залегают (мощность, см):

слой 2 — сортированный мелкозернистый песок	2,5
слой 3 — алевропелитовый материал	1,0
слой 4 — песок средней крупности с большим количеством обломков размером до нескольких сантиметров	5,0
слой 5 — алевропелитовый материал	0,5–1,0

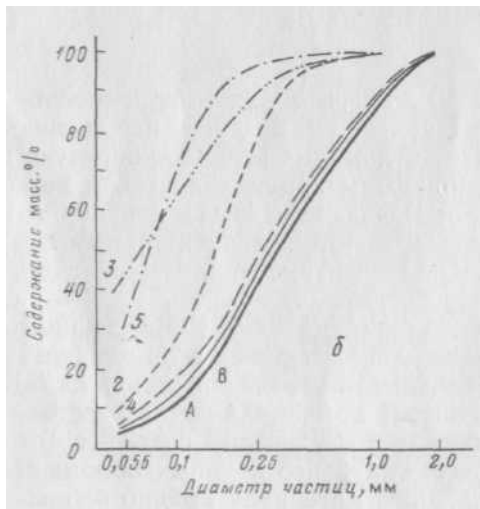
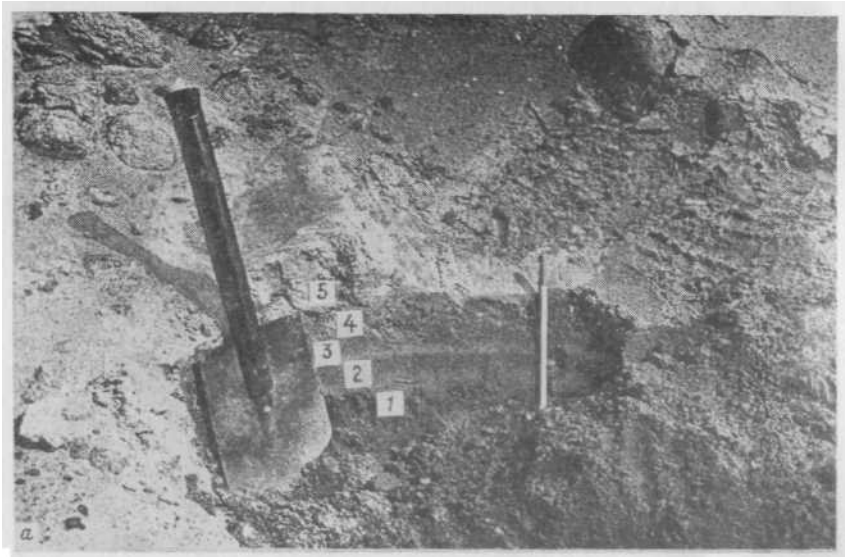


Рис. 6. Пирокластические отложения извержения 1986 г.: *a* — разрез пирокластических отложений в 3 м от пеплово-глыбового потока; *б* — кумулятивные кривые гранулометрического состава пепловых фракций (<2 мм) отложений разреза (слои 2—4) и заполнителей пирокластических потоков (*A* — пеплово-глыбовый поток, *B* — поток перистых андезитов). Цифры соответствуют нумерации слоев (см. текст)

Анализ гранулометрических характеристик отложений разреза (см. рис. 6, кривые 2—4) и сравнение их с таковыми для заполнителей пирокластических потоков (кривые *A* и *B*) позволяют отнести отложения слоев 3 и 5, как наиболее тонкозернистые, к пеплам облака, а более грубозернистые отложения слоев 2 и 4 — к отложениям пирокластических волн. Закономерное чередование двух слоев ПО и двух слоев отложений пирокластических волн отражает формирование двух пирокластических потоков и наличие временного перерыва между их образованием, в течение которого успели отложиться ПО первого из потоков.

Гранулометрические характеристики пепловой фракции (< 2 мм) заполнителей обоих потоков близки. На основании отмеченного выше обилия мелких обломков пород в заполнителе южного потока (*B*) и в слое 4 в отличие от слоя 2 и заполнителя пеплово-глыбового потока (*A*) можно указать на определенное сходство соответствующих отложений и с некоторой долей условности заключить, что извержение пеплово-глыбового потока произошло до формирования потока пористых андезитов. Различия в гранулометрических характеристиках материала слоев 2 и 4, воз-

можно, указывают на их принадлежность к разным типам отложения пирокластических волн.

Характеристика пород извержения. Пирокластические потоки сложены серыми пористыми андезитами, хорошо раскристаллизованными за счет выделения большого количества вкрапленников плагиоклаза размером $< 1-3$ мм. Размер пор заметно уменьшается во внутренних частях крупных глыб. Макроскопический облик пород пирокластических потоков весьма однороден.

Породы лавового потока¹ очень близки породам пирокластических потоков и отличаются от них только более темным цветом. В более плотных внутренних частях потока это темно-серые до черных андезиты, внешние вспененные зоны сложены зеленовато-серыми пористыми андезитами.

В многочисленных порах образцов пород пирокластических потоков при небольшом увеличении очень часто наблюдаются тончайшие параллельные нити стекла, протягивающиеся от одной стенки поры до другой. Для пород лавового потока подобные нити менее характерны и обычно встречаются в пористых андезитах краевой зоны.

В пепловой фракции рыхлых отложений (заполнителе пирокластических потоков, отложениях пирокластических волн, пеплах облака) частицы почти полностью представлены обломками кристаллов плагиоклаза и пироксенов, причем первый резко преобладает. Мелкие частицы стекла наблюдаются на гранях кристаллов, встречаются также крайне редкие мелкие осколки его. Все частицы имеют свежую блестящую поверхность, лишь отдельные зерна затронуты окислением. Таким образом, данная фракция может быть отнесена к ювенильным кристаллокластическим пеплам, образованным при дроблении сильно закристаллизованной магмы. Пористых частиц в пепле нет, но в некоторых случаях частицы стекла имеют вогнутую раковистую поверхность с характерным стеклянным блеском.

Изредка на пирокластическом потоке встречались валуны (до 20 см в поперечнике) темно-серых, почти черных пористых андезитов. От ювенильных андезитов пирокластического потока они отличаются темной окраской, повышенной пористостью и несколько менее крупными зернами плагиоклаза. Более темные, черные пористые андезиты образуют линзовидные прослой в глыбах ювенильных серых андезитов пирокластического потока. Мощность прослоев черных андезитов 0,5—7,0 см.

Температурные измерения пирокластических отложений (см. рис. 2), проведенные 30 июня, были ограничены использованием термометра с пределом измерений 350°C . По этим данным, температуры двух потоков почти не различаются. Максимальные температуры в более глубоких горизонтах этих отложений превышают 350°C . Температура отложений пирокластических волн в «заплесках» на борту каньона составляет $30-140^{\circ}\text{C}$.

Фреатическая и фумарольная деятельность. В 3 км от кратера по контакту небольшого ручья ($\sim 0,5$ м шириной) с разогретым пирокластическим материалом имела место слабая фреатическая активность (см. рис. 3, б). Она выражалась в истечении пара на высоту до 30 м, иногда с фонтанированием воды на высоту до 1 м. На поверхности пирокластических потоков нередко наблюдались небольшие вторичные фумаролы, обычно приуроченные к скоплениям крупных глыб и их контактам с заполнителем. В наиболее горячих фумаролах температура на глубине превышала 350°C .

¹ Лавовый поток был опробован только на его фронте.

Акустические и сейсмические наблюдения

По данным сейсмостанции Апахончич, расположенной в 16 км от вулкана Безымянный, за период 20—30 июня уверенно выделяются два сейсмических сигнала, сопровождаемых акустическими колебаниями инфразвукового диапазона. По форме записи и разности времени вступления сейсмических и воздушных волн они идентифицируются с сигналами, зарегистрированными во время извержений пирокластических потоков на вулкане Безымянный в 1983—1985 гг. [16]. Акустические колебания инфразвукового диапазона с частотой 0,3—1 Гц генерируются во время движения и формирования пирокластических потоков в результате крупномасштабных турбулентных пульсаций в эруптивной колонне, конвектирующей над потоком. Таким образом, синхронные акустические и сейсмические измерения указывают, что 25 июня в $5^h 50^m$ и $8^h 56^m$ произошло извержение двух пирокластических потоков. Средние амплитуды сейсмического и акустического сигналов ($A, \Delta P$), их периоды (T) и продолжительность (Δt) приведены в табл. 1, где также представлены мощности (W) акустического и сейсмического источников, рассчитанные по методике, приведенной в [16].

Таблица 1

Основные параметры акустического и сейсмического сигналов, сопровождавших извержение

Дата	Время, LT	Сейсмический сигнал				Акустический сигнал			
		Δt , с	A , мкм	T , с	W , Вт	Δt , с	ΔP , Па	T , с	W , Вт
25.VI.1986 г.	$5^h 50^m$	120	1,0	0,5	$5,6 \cdot 10^6$	85	1,0	1,5	$7,5 \cdot 10^6$
	$8^h 56^m$	120	1,2	0,8	$5,0 \cdot 10^6$	110	1,5	1,2	$16,8 \cdot 10^6$

С целью выявления особенностей сигналов от пирокластических потоков извержения 1986 г. на рис. 7 приведено корреляционное поле между амплитудой сейсмического сигнала (A , мкм) и средним значением избыточного давления (ΔP , Па) акустического сигнала для типичных пирокластических потоков пористых андезитов извержений вулкана в 1983—1984 гг.

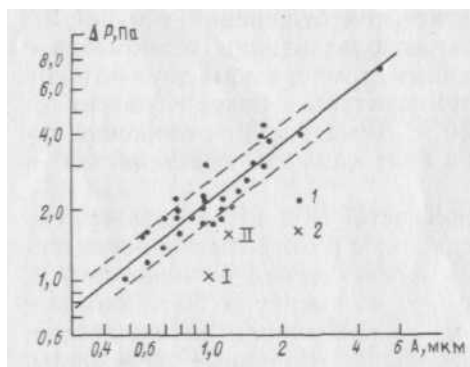


Рис. 7. Соотношение между амплитудой сейсмического сигнала (A) и средним избыточным давлением (ΔP) акустического сигнала для пирокластических потоков вулкана Безымянный. 1 — пирокластические потоки 1983—1984 гг. [16]; 2 — I и II (по времени) потоки 1986 г.

Как было показано в [16], для таких потоков наблюдается линейная зависимость $\lg \Delta P$ от $\lg A$. Следует отметить, что амплитуда акустического сигнала контролируется стратификацией атмосферы, но в период, соответствующий извержению 1986 г., по данным метеостанции в г. Ключи, она слабо отличалась от стратификации во время извержений 1983—1984 гг. Это позволяет сравнить акустические сигналы извержений этих

лет. Как видно на рис. 7, точки, соответствующие извержению 1986 г., лежат ниже корреляционного поля, т. е. акустический сигнал пирокластических потоков этого извержения отличается от сигналов извержений 1983—1984 г. пониженной амплитудой, причем амплитуда акустического сигнала (среднее избыточное давление) от первого потока ниже таковой от второго потока и заметно отклоняется от корреляционного поля. Общее смещение точек извержения 1986 г., возможно, объясняется некоторым различием в состоянии атмосферы, что в значительно большей степени наблюдалось для акустических сигналов пирокластических потоков 1985 г. [16]. Для извержения 1985 г. также было отмечено отклонение отдельных точек от указанной выше зависимости между амплитудами акустического и сейсмического сигналов. Амплитуда акустического сигнала определяется теплоотдачей с поверхности пирокластического потока, т. е. зависит от его температуры, газосодержания и гранулометрического состава. Исходя из этого, можно полагать, что

потоки, отличающиеся значительно меньшими долями заполнителя и, вероятно, меньшими содержаниями газа по сравнению с потоками пористых андезитов, характеризуются менее мощным эруптивным облаком и соответственно меньшей мощностью акустического сигнала. Подобное заключение было сделано ранее по результатам изучения извержения

1985 г. [16]. Отсюда следует, что в ходе июньского извержения 1986 г. первым сформировался пеплово-глыбовый поток, а спустя 3 ч произошло извержение потока пористых андезитов.

Обсуждение результатов

Прежде чем перейти к рассмотрению особенностей извержения 1986 г., целесообразно кратко охарактеризовать развитие активности вулкана после катастрофического извержения 1956 г.

Краткая характеристика современной активности. В первые двадцать лет (1956—1976 г.) развитие экструзивного процесса заключалось в выжимании сначала жесткого купола, затем отдельных его блоков и сопровождалось мощными взрывами с образованием пирокластических потоков. В этот период не происходило излияний лавовых потоков, хотя в конце 60-х годов на куполе наблюдались выжимки пластичной лавы [3]. Извержения последнего десятилетия (начиная с 1977 г.) почти всегда завершались выжиманиями на склоне купола вязких лавовых потоков. В настоящий период активность вулкана в ходе отдельного извержения обычно развивается по схеме: медленная экструзия блока в кратере на вершине купола—>пепловые взрывы различной силы—>один или несколько пирокластических потоков—>вязкий лавовый поток. Однако могут иметь место отдельные исключения из этой последовательности. Так, при небольшом извержении в феврале 1984 г. отсутствовал пирокластический поток. Извержение 1985 г. сопровождалось мощным обвалом пород купола и направленным взрывом [1]. Обычная частота извержений — 1—2 в год. Имеющиеся данные об объемах продуктов извержений последнего десятилетия представлены в табл. 2.

Особенности извержения 1986 г. Результаты некоторых количественных оценок, связанных с геологическими и энергетическими эффектами извержения, даны в Приложении. Извержение 1986 г. относится к слабым, о чем можно судить по данным табл. 2. Объем пирокластического составляет всего $0,75 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, наименьший из наблюдавшихся. В то же время при общем небольшом объеме продуктов извержения лавовый поток — один из наиболее крупных. Отсюда следует вывод о более высоком отношении объема лавы к объему пирокластического, чем для ранее изученных извержений (см. табл. 2). По характеру вулканической активности

Объемы продуктов извержений вулкана Безымянный за 1977—1986 гг.

Время извержения *	Объем, $\times 10^6$, м ³		Объем пирокластического потока Объем лавы	Источник
	пирокластический поток	лава		
1977, март	13,6	0,35	39	[13]
1978, сентябрь	Н. д., извержение слабое		—	[13, 9]
1979, февраль	17,0	0,48	35	[13]
1979, сентябрь	6,5	0,56	12	[13]
1980, апрель	19,1	0,59	32	[13]
1980, август	Данные отсутствуют		0,72	—
1981, июнь	~ 10	Н. д.	—	[7]
1982, июнь	~ 3 **	~ 1,2 **	~ 2,5	[10]
1983, май	~ 10—15 **	Н. д.	—	[8]
1984, февраль	Данные отсутствуют		—	[15]
1984, октябрь	~ 14	—	—	[15]
1985, июнь — июль	37—50 ***	—	—	[1, 6]
1986, июнь	~ 0,75	~ 3	~ 0,25	Настоящая работа

Примечание. Объемы пеплов не учитывались из-за ограниченности данных. Н. д. — нет данных об объемах.

* Время кульминационной стадии (без учета периодов излияния лавового потока).

** Оценено по данным, приведенным авторами.

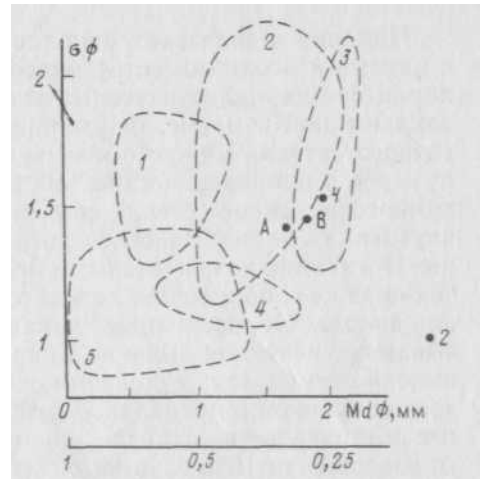
*** Включая материалы обвала.

извержение было типичным для последнего десятилетия деятельности вулкана, однако и здесь можно заметить некоторые особенности. Отсутствовали пепловые эксплозии, с которых начиналась кульминационная фаза всех извержений. Необычным было и то, что извержение пирокластических потоков произошло в процессе формирования лавового потока, а не предвляло его. Аналогичное событие наблюдалось и раньше, в конце июля 1985 г., т. е. примерно месяц спустя после начала мощного извержения и отложения больших объемов пирокластических потоков, когда на фоне продолжавшегося выжимания лавы образовался небольшой пирокластический поток. По наблюдениям А. Б. Белоусова (личное сообщение), центр извержения этого потока находился в средней части склона купола, в борту обвално-эксплозивного желоба. К особенностям данного извержения можно отнести и достаточно быстрое продвижение лавового потока, который полностью сформировался и прекратил продвижение примерно в течение недели, тогда как при извержениях прошлых лет выжимания лавы нередко длились гораздо дольше, до нескольких месяцев и даже года, как, например, в 1981—1982, 1984 и 1985 гг. [1, 2]. Наиболее высокая скорость продвижения лавы приходится на 24—25 июня, т. е. на период образования пирокластических потоков.

О механизме образования пирокластических потоков извержения 1986 г. К особенностям описываемого извержения следует отнести образование двух пирокластических потоков, различных по своим характеристикам. Несмотря на то, что их извержения не наблюдались непосредственно, комплекс проведенных исследований убедительно свидетельствует о наличии именно двух потоков. Пирокластические потоки, различающиеся по своим характеристикам, отмечались и в ходе предыдущих извержений вулкана [1, 5].

Многочисленные классификации пирокластических потоков [2, 17, 19] делят их на две группы, принципиально различающиеся по механизму образования. Первая — это собственно пирокластические потоки, образование которых обусловлено в первую очередь эксплозивной энергией газонасыщенной вязкой магмы. Вторая группа — это пирокластические

Рис. 8. Поля пепловых фракций различных типов пирокластических отложений в координатах коэффициент сортировки (σ) — медианный диаметр ($Md\phi$) по [17] и данные для отложений извержения вулкана Безымянный 1986 г. Обозначения точек соответствуют на рис. 6, б. Показаны поля: 1 — пирокластических лавин; 2 — пирокластических потоков; 3 — пемзовых потоков; 4 — пирокластических волн; 5 — пемзовой тефры



(раскаленные) лавины [17] или пеплово-глыбовые потоки [19], образующиеся при обрушении растущего купола или выжимающегося потока лавы в значительной степени под действием силы тяжести. Потоки обоих типов связаны постепенными переходами по механизму образования, так как и взрывная и гравитационная энергии реализуются при извержениях пирокластических потоков обоих типов, но их относительное значение существенно меняется. Это находит отражение и в соответствующей пористости отложений, более высокой для собственно пирокластических потоков [19]. Данное обстоятельство позволяет использовать для генетических оценок результаты гранулометрических исследований.

В работе [17] на основании гранулометрических данных для различных пирокластических потоков показано, что собственно пирокластические потоки отличаются от пирокластических лавин меньшим размером частиц. В качестве критерия отличия предлагается медианный диаметр (Md)² пепловой фракции заполнителя пирокластических потоков. Для лавин $Md > 0,4$ мм (или $< 1,25\phi$), а для собственно пирокластических потоков $< 0,5$ мм ($> 1\phi$). Таким образом, в области 0,4—0,5 мм существует перекрытие полей пирокластических отложений указанных типов, что еще раз свидетельствует об условности границы между ними.

Медианные диаметры заполнителей обоих пирокластических потоков описываемого извержения близки к 0,3 мм, что указывает на взрывной, а не обвальный механизм образования данных потоков. Точки заполнителей двух изученных потоков в координатах коэффициент сортировки (σ)³ — Md (рис. 8) лежит в стороне от поля пирокластических лавин, в области наложения полей типичных пирокластических и пемзовых потоков. Таким образом, по гранулометрическим данным, оба потока коррелируют с более пористыми пирокластическими потоками, в образовании которых газовая фаза играла весьма значительную роль и которые, несомненно, имеют ювенильный генезис в отличие от резургентного происхождения пирокластических лавин, образующихся из материала, нередко вполне свежего, выжатого ранее в виде экструзивных блоков или лавовых потоков (которые могут иметь возраст несколько дней). Отметим, что хотя гранулометрические характеристики обоих потоков очень близки, первый поток (пеплово-глыбовый) отличается несколько большей крупностью частиц и попадает в поле пирокластических потоков в отличие от второго, лежащего уже в поле пемзовых потоков.

² Md — диаметр на кумулятивной кривой, соответствующий 50 мас. % отложений. Он измеряется в миллиметрах или «фи-единицах» (ϕ), где $\phi = \log_2 d$, мм.

³ $\sigma = (\phi_{84} - \phi_{16})/2$, где ϕ_{84} и ϕ_{16} отвечают значениям для 84 и 16% отложений на кумулятивной кривой (см. рис. 6).

Наличие в андезитах пирокластических потоков многочисленных пор с нитями и иголками остаточного стекла свидетельствуют о ювенильном характере пирокластического материала и о важной роли газовой фазы, заключенной в магме. Формирование пор с нитями и иголочками остаточного стекла можно объяснить резким увеличением объема газовых пузырей в приповерхностной обстановке, когда присутствующее в породе немногочисленное стекло еще сохраняло пластичность. Для андезитов внутренних частей лавового потока подобные образования не характерны. И это одно из свидетельств против образования пирокластических потоков за счет обрушения лавового потока и тем более экструзивных блоков купола. На ювенильный характер пород извержения, кроме того, указывают отмеченная выше их макроскопическая однородность, достаточно высокие температуры во время отбора, а также локализация пирокластических потоков в пределах узкого каньона у подножия вулкана. Последнее обстоятельство отличает породы извержения 1986 г. от более сильного извержения 1985 г., которое сопровождалось мощным обвалом купола Нового, в результате чего сформировался широкий плащ пеплово-глыбовых резургентных отложений, представленных породами предыдущих этапов формирования купола [1].

В целом можно полагать, что пирокластические потоки извержения 1986 г. образовались в результате наклонных эксплозий небольшой мощности при коллапсе эруптивных туч или перетекания дегазирующей магмы из эруптивного центра. Поскольку на лавовом потоке не наблюдалось морфологически выраженных следов эксплозивной деятельности и остатков пирокластических отложений, то скорее всего пирокластические потоки были извергнуты не через центральный кратер, а из трещины на склоне купола подобно потоку в июле 1985 г. Наблюдаемые различия между потоками, вероятно, отражают изменение температуры и газосодержания магмы в канале.

Схематическая интерпретация эруптивных событий. Характер эруптивной активности вулкана Безымянный в значительной степени определяется высокой ролью газовой фазы в магматических порциях верхних горизонтов канала и высокой вязкостью андезитовой магмы, обусловленной сильной ее раскристаллизованностью [4]. Повышенная вязкость сдерживает отделение летучих из расплава, дегазирующего под влиянием снижения давления и кристаллизации, а затем препятствует свободному транспорту газовой фазы в магме. В результате, несмотря на крайне низкую растворимость летучих при давлениях, соответствующих верхним частям канала, содержание газовой фазы в магматической системе остается значительным. Подтверждением этого служат пирокластический характер извержений и пористый вспененный характер краевой зоны лавовых потоков.

Обычно относительно более высокая подвижность газовой фазы и падение ее растворимости при приближении к поверхности приводят к существенному обогащению верхней части магматической колонны газовой фазой, доля которой постепенно снижается с глубиной, но все еще остается значительной. Такая постепенная стратификация вулканического канала по содержанию газовой фазы и обуславливает переход от эксплозий к формированию пирокластических потоков и далее к выжиманию потока пористых вязких андезитов в течение отдельного извержения. Объемы пеплов, пирокластических отложений и лавы, вероятно, отражают объемы и мощности магматических порций с существенными отличиями по газосодержанию в момент перед извержением. Наиболее дегазированная порция магмы после извержения занимает самую верхнюю часть канала, образуя жесткую пробку. Эта пробка сдерживает в значительной степени процесс дегазации канала, способствуя подготовке ново-

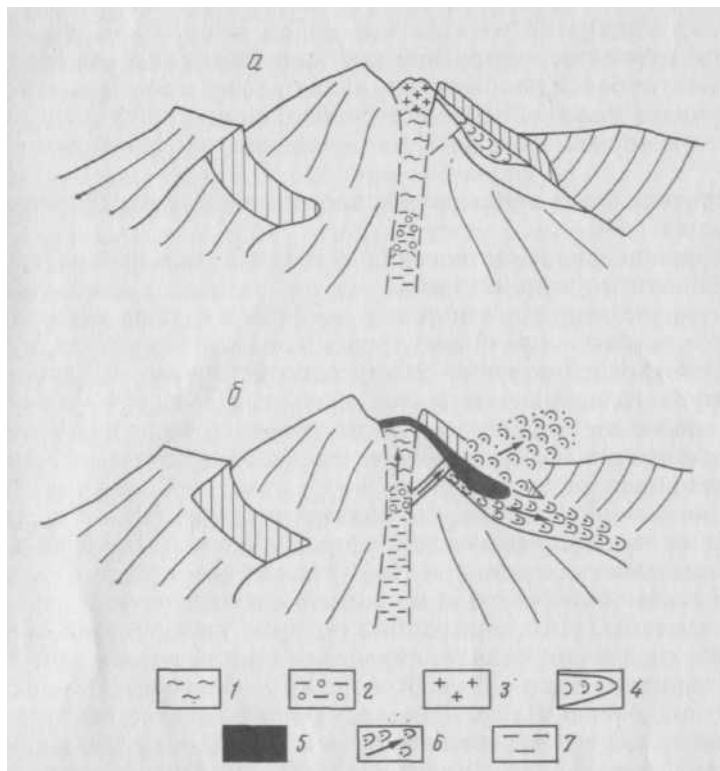


Рис. 9. Схема развития извержения в Безымянный в июне 1986 г. *а* — начальная стадия; *б* — кульминация. 1 — зона магмы, бедной летучими, — материал лавового потока; 2 — зона магмы, богатой летучими, — материал пирокластических потоков; 3 — экструзивная «пробка»; 4 — лавовый поток предыдущего извержения; 5 — новый лавовый поток; 6 — эруптивная туча и пирокластический поток; 7 — слабо дегазированная магма — материал следующего извержения

го извержения, с началом которого она выжимается в виде экструзивного блока на вершине.

Отмеченные выше особенности извержения 1986 г., по нашему мнению, можно объяснить в рамках следующей схемы. Вероятно, после завершения извержения 1985 г. верхние части канала были заполнены более мощной, чем обычно, порцией магмы с пониженным содержанием газовой фазы. Эта порция препятствовала транспорту летучих, что явилось причиной их концентрации на более глубоких уровнях канала. Очевидно, продукты, извергнутые в июне 1986 г., представляли собой «остатки» магмы, поступающей к поверхности в 1985 г. и в значительной степени потерявшей газовую фазу. Это объясняет небольшой объем пирокластических отложений и незначительность извержения 1986 г. В результате сложилась не совсем обычная стратификация канала по летучим, когда верхняя часть его была беднее газовой фазой, чем непосредственно ее подстилающая (рис. 9, зоны 1 и 2). Дальнейшее развитие процесса дегазации приводило к разрастанию зоны 2 в основном вниз и нарастанию в ней давления летучих. Магма, занимавшая зону 1, несмотря на высокую кристалличность и дегазированность, за исключением самой верхней поверхностной части, еще сохраняла пластичность и способность к вязкому течению. Извержение началось, когда давление газов в зоне 2 превысило предел текучести и массу вышележащей магмы, а также сопротивление экструзивной пробки в кратере. Лавовый поток, согласно предлагаемой схеме, формировался из сохранявшей пластичность порции

магмы зоны 1 сразу за экструзией под влиянием давления газов зоны 2.

Необычно глубокое положение в канале зоны максимальной концентрации летучих и наличие выше нее слабопроницаемой толщи бедной летучими магмы может объяснить ряд особенностей описанного извержения.

1. Отсутствие фазы пепловых эксплозий, обычно следовавшей за экструзией в кратере.

2. Извержение пирокластических потоков позже начала выжимания лавы (на фоне этого выжимания).

3. Извержение пирокластических потоков не через вершинный кратер, а скорее всего из эруптивной трещины на склоне купола, в борту обвально-эксплозивного желоба. Этому способствовало, с одной стороны, наличие крупного нарушения в теле купола, а с другой — значительная мощность слабопластичной лавы, расположенной выше в канале, что косвенно выражается в большом объеме лавового потока и низком отношении объемов пирокластики и лавы.

4. Кратковременность формирования лавового потока и сопряженность по времени наиболее высокой скорости его продвижения с извержением пирокластических потоков. Наибольшая активность извержения (в ночь на 25 июня) была связана с прорывом к поверхности газонасыщенной порции магмы, которая подобно поршню выдавила на поверхность магму из верхней части канала, образовав вязкий лавовый поток.

Таким образом, отмеченные особенности извержения хорошо объясняются возникновением условий для максимальной концентрации газовой фазы не в «голове» магматической колонны, а несколько ниже, где-то в ее «теле». Вопрос о том, предшествовало ли извержению медленное продвижение магмы, ранее заполнявшей вулканический канал, с постепенным перераспределением в ней газовой фазы или оно было вызвано быстрым подъемом к поверхности небольшой порции богатой летучими магмы из корового очага, во многом дискуссионен. Однако на основании идентичности химического состава и петрографического облика пирокластического и лавового потоков (данные авторов) первая возможность представляется значительно более вероятной.

Приложение

Некоторые количественные оценки

Площадь, объемы, массы. Площадь лавового потока, согласно грубой оценке, составляет $0,3 - 10^6$ м. По аналогии с предшествующими потоками 1977—1980 гг. [13] средняя мощность его принята равной 10 м. Тогда объем лавы составит $3 \cdot 10^6$ м³, а ее масса при плотности 2 г/см³ — 6 млн. т. Общая площадь распространения пирокластических потоков оценивается в $\sim 0,25$ км², что при средней мощности 3 м дает объем $\sim 0,75 \cdot 10^6$ м³, или с учетом данных по плотности естественного сложения составляет массу 1,1 — 1,3 млн. т. Так как оценка массы основана на данных для заполнителя пирокластических потоков и не учитывает наличия более плотных глыб, то второе из приведенных значений, вероятно, ближе к действительности. Таким образом, общие объем и масса продуктов извержения ориентировочно составляют $3,75 \cdot 10^6$ м³ и $7,3 \cdot 10^6$ т.

Оценка объемов двух пирокластических потоков в отдельности более сложна, так как их отложения тесно перекрываются. Поток пористых андезитов почти отсутствует в каньоне и залегает лишь ниже его устья, т. е. он примерно вдвое короче пеплово-глыбового потока. В связи с этим мы принимаем, что их объемы составляют 0,25 и 0,5 млн. м³, а массы составляют 0,25 и 0,5 млн. м³, а массы 0,4 и 0,9 млн. т. для первого и второго соответственно.

Интенсивность выноса пирокластического материала можно оценить по времени его извержения, которое близко длительности сейсмического сигнала. Тогда для первого потока имеем $4 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$, или $7,5 \cdot 10^3 \text{ т/с}$, а для второго $2 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$, или $3,3 \cdot 10^3 \text{ т/с}$. Средний расход материала составит $5,4 \cdot 10^3 \text{ т/с}$. Это примерно на 1–2 порядка ниже, чем при катастрофических извержениях подобных вулканов [4].

Общая площадь поверхности пирокластического материала может быть грубо оценена по гранулометрическим данным в сочетании с оценками массы пирокластики. Полученное значение составляет $\sim 1,5 \cdot 10^6 \text{ м}^2$.

Поверхностная энергия андезитовой магмы. Затраты энергии, связанные с увеличением поверхности магмы в результате вспенивания, начинаются с уровня начала ее дегазации и продолжают непрерывно вплоть до извержения, а возможно, и в ходе продвижения пирокластического материала на поверхности. Оценить энергию, затраченную на вспенивание магмы, достаточно сложно в виду сложности процесса и неопределенности многих его параметров. Поверхность пирокластического материала увеличивается также при его движении на поверхности за счет дробления. Грубо порядок величины энергии вспенивание магмы был получен, исходя из того, что основное увеличение объема газовых пузырей происходит вблизи поверхности, когда расплав в значительной степени дегазирован, и его поверхностное натяжение (σ) приближается к таковому для сухого расплава ($\sigma = 300\text{--}400 \text{ дин/см}$ [11]). Отсюда поверхностная энергия вспененной андезитовой магмы в верхах вулканического канала согласно формуле $E = \sigma S$ (S — площадь поверхности пирокластики) составит $n \cdot 10^9 \text{ Дж}$ (без учета лавового потока).

Энергия сейсмического и акустического сигналов рассчитана по данным табл. 1 и составляет $1,27 \cdot 10^9$ и $2,5 \cdot 10^9 \text{ Дж}$ соответственно, т. е. имеет тот же порядок, как и поверхностная энергия.

Обобщенный коэффициент трения, равный отношению вертикальной составляющей пути пирокластического потока к горизонтальной его составляющей (H/L), характеризует подвижность пирокластического материала. Он одинаков для обоих потоков и лежит в интервале 0,29–0,35 (в зависимости от положения эруптивного центра, которое не определено). Это соответствует значениям для небольших пирокластических потоков [18]. Для крупных пирокластических потоков, подвижность которых выше, этот коэффициент снижается. Так как объемы изученных нами потоков различаются в ~ 2 раза, это указывает на более высокую подвижность потока пористых андезитов, вероятно, за счет его большей газонасыщенности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алидибиров М. А., Богоявленская Г. Е., Кирсанов И. Т. и др. Извержение вулкана Безымянный в 1985 г.//Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С. 3–17.
2. Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А. О генетической классификации пирокластических отложений и типах отложений вулкана Безымянный 1955–1956 гг.//Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 39–55.
3. Богоявленская Г. Е., Кирсанов И. Т. Двадцать пять лет вулканической активности вулкана Безымянный//Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 3–13.
4. Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. и др. Катастрофические извержения типа направленных взрывов на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный, Шивелуч//Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 3–26.
5. Дубик Ю. М., Меньшиков И. А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного//Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 38–77.
6. Жаринов Н. А., Жданова Е. Ю., Белоусов А. Б. и др. Активность Северной группы вулканов Камчатки в 1985 г.//Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 3–12.
7. Иванов Б. В., Андреев В. Н., Богоявленская Г. Е. и др. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1981 г.//Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 103–108.
8. Иванов Б. В., Тавриленко Г. М., Двигало В. Н. и др. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1983 г.//Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 114–121.

9. *Иванов Б. В., Кирсанов И. Т., Хренов А. П. и др.* Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1978—1979 гг.//Вулканология и сейсмология. 1979 № 6. С. 94—100.
10. *Иванов Б. В., Чирков А. М., Дубик Ю. М. и др.* Состояние действующих вулканов Камчатки и Курильских островов в 1982 г.//Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 104—110.
11. *Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.* Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 200 с.
12. *Мальшев А. И.* Извержение вулкана Безымянный в 1981—1984 гг.//Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 89—93.
13. *Селезнев Б. В., Двигало В. Н., Гусев Н. А.* Развитие вулкана Безымянный по данным стереофотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемок 1950, 1967 и 1976—1981 гг.//Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 52—64.
14. *Федотов С. А.* Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков//Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 3—28.
15. *Федотов С. А., Иванов Б. В., Двигало В. Н. и др.* Деятельность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1984 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 3—23.
16. *Фирстов П. П.* Особенности акустических и сейсмических волн, сопровождавших извержение вулкана Безымянный в 1983—1985 гг.//Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 81—92.
17. *Bardinzeff J. M.* Calc-alkaline nuees ardentes: a new classification//J. Geodynamics. 1985. V. 3. N 3/4. P.
18. *Ui T.* Volcanic dry avalanche deposits-identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1983. V. 18. N 1/4. P. 135—150.
19. *Wright J. V., Smith A. L., Self S.* A working terminology of pyroclastic deposits//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1980. V. 8. N 2—4. P. 315—336.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
27.12.1989