

А.П. Хренов

**Динамика извержений  
и процессы кристаллизации  
магм**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

А.П. Хренов

Динамика извержений  
и процессы кристаллизации  
магм

---

4164



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1982



**Х р е н о в А.П.** Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982

В монографии впервые суммируются признаки, указывающие на место и время кристаллизации вкрапленников породообразующих минералов в эффузивах. Показано, что кристаллизация и рост вкрапленников происходит из расплава не на глубине, а в вулканическом канале на уровне отделения газовой фазы в результате декомпрессии и в период извержения. Предлагается петрологическая модель извержения.

Илл. 40. Табл. 30. Библ. 130 назв.

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

**Б.В. ИВАНОВ**

## ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших задач, стоящих перед петрологами, является выяснение места, времени и уровня кристаллизации вкрапленников в вулканических породах. Решение этой задачи позволило бы оценить масштабы и роль кристаллизационно-гравитационной дифференциации как причины разнообразия вулканических пород.

Традиционная точка зрения на генезис вкрапленников эффузивных пород заключается в том, что фенокристаллы в них рассматриваются как продукты протокристаллизации, при этом образование порфириковых структур происходит в две стадии — интрателлурическую и эффузивную.

Еще 20 лет назад А.Н. Заварицкий и В.С. Соболев показали физико-химическими расчетами, что кристаллизация и рост вкрапленников могут идти при понижении температуры без того резкого изменения ее, которое предполагается при образовании порфириковых структур. Изучение вещественного состава продуктов современных извержений вулканов одно из оптимальных направлений исследований для решения этой задачи.

В основу работы положены многолетние детальные наблюдения автора над рядом современных извержений вулканов Курило-Камчатской зоны: Карымского (Камчатка, 1970—1971 и 1978 гг.), Алаида (о. Атласова, 1972 г.), Тяти (о. Кунашир, 1973 г.), Новых Толбачинских вулканов (Камчатка, 1975—1976 гг.).

В монографии приведен оригинальный фактический материал по этим извержениям, данные по другим извержениям Курило-Камчатской зоны рассматриваются в качестве сравнения.

Основная задача работы — установление связи между динамикой извержений и количественно-минеральным и химическим составом их продуктов. Ключом для решения этой задачи, наряду с режимными наблюдениями за динамикой извержений, послужило сравнение химического и минералогического состава пород, характеризующих хронологическую последовательность извержений.

При наблюдениях за динамикой извержений определялись следующие параметры: расход извергаемых продуктов, температура лавовых потоков, высота выброса бомб, частота эксплозий. Рассчитывались объемы резургентного и ювенильного материала, соотношение пирокластических и эффузивных продуктов, вязкость лавовых потоков. Образцы эффузивов отбирались в хронологической последовательности по мере поступления лав на поверхность на фронте и на истоке потоков, в пластичном и застывшем состояниях.

Изучались и сравнивались разрезы последовательно изливающихся порций лав, а также синхронные пары "бомба—лава", поступающие из одного эруптивного центра в течение одного извержения. Проводились опыты по закаливанию в воде пластичных пород с одновременным сохра-

нением контрольных образцов лав, кристаллизовавшихся непосредственно в потоке.

Детальные петрографические исследования твердых продуктов извержений включали изучение шлифов под микроскопом, количественно-минеральные определения породообразующих минералов линейным методом с последующим подсчетом количества зерен плагиоклаза на  $1 \text{ см}^2$  и замером их разрезов. Определения состава минералов в лавах начальных и конечных порций извержений вулканов Алайд и Тятя проводились оптическим методом (на столике Федорова) и на микроанализаторе *Cameca*. Всего выполнено более 150 полных силикатных химических анализов продуктов извержений и некоторых мономинеральных фракций; определено 10 редких элементов; рентгенографическим методом установлено содержание вулканического стекла в продуктах извержения вулканов Алайд и Тятя.

В результате проведенных исследований удалось установить тесную связь между особенностями динамики извержений и процессами кристаллизации магм). Эти особенности отражены в неравномерном распределении летучих по каналу вулкана в предэруптивную стадию и в переходе магматической системы в дегазированное состояние с момента начала извержения (за счет снятия давления флюида в результате декомпрессии). Различия в степени кристалличности лав и пирокластического материала свидетельствуют, что кристаллизация и рост вкрапленников происходят в вулканическом канале на уровне отделения газовой фазы. Независимость вариаций количественно-минерального состава в продуктах современных извержений от химического состава этих пород указывает на весьма ограниченную роль и масштаб процесса кристаллизационно-гравитационной дифференциации в верхней части магматического канала в предэруптивный период.

В процессе работы на извержениях и подготовки монографии к печати автор постоянно ощущал дружескую поддержку и помощь своих коллег — О.Н. Волынца, А.М. Чиркова, В.А. Дрознина, которым глубоко благодарен.

Автор признателен Б.В. Иванову, А.А. Важеевской, В.В. Велинскому, Ю.М. Дубику, Т.Б. Кудрявцевой, Ф.А. Летникову, О.А. Луканину, Д.И. Фрих-Хару, Г.Б. Флерову за замечания и советы при обсуждении отдельных частей работы.

## Глава I

### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ФАЗЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

В настоящее время среди петрологов нет единого мнения о генезисе кристаллической фазы в вулканических породах. Если почти все исследователи считают, что кристаллизация микролитов основной массы происходит в эффузивную стадию (*in situ*), то о месте и времени образования минералов-вкрапленников существует несколько точек зрения.

Большинство считает их интрателлурическими, некоторые петрологи относят часть фенокристаллов к реликтовой фазе; в последнее время ряд исследователей полагает, что вкрапленники и субфенокристаллы кристаллизуются в вулканическом канале в процессе извержений [Дубик, Вольнец, 1972; Хренов 1974; 1976; Авдейко и др., 1974; Дрозин, 1980; и др.]. По-видимому, часть вкрапленников может кристаллизоваться непосредственно в лавовых потоках [Устиев, 1961; Фрих-Хар, 1977; Вольнец и др., 1979].

Кристаллизация магматических пород зависит от целого ряда физико-химических факторов, среди которых содержание и состав летучих по общепризнанному мнению является одними из решающих [Дж. Кеннеди, 1957; Yoder, Tilley, 1962; Йодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968; Кадик, Луканин, 1974; Ферхуген и др., 1974; и др.]. Содержанием летучих определяются температуры ликвидуса и солидуса магматических расплавов, порядок и скорость кристаллизации.

Таким образом, в настоящее время для решения задачи о месте и времени кристаллизации породообразующих минералов ведутся исследования в трех направлениях: 1) изучаются разрезы древних лавовых потоков и интрузии, 2) ведутся непосредственные наблюдения за динамикой извержений и изменением степени кристалличности вулканитов в ходе извержения, 3) проводятся экспериментальные исследования.

1. Подавляющее большинство работ относится в первую очередь к первому направлению; в этих работах обсуждаются вопросы генезиса вкрапленников древних лавовых потоков и интрузий.

Среди гипабиссальных пластовых интрузивных образований, имеющих значительную мощность, нередко наблюдается субгоризонтальное чередование "слоев" различного минерального состава, обогащенных оливином, пироксеном, плагиоклазом или рудными минералами. В одних случаях в вертикальных разрезах полосчатых интрузий отмечается смена снизу вверх ультраосновных пород основными, средними и даже кислыми породами, в других — наблюдается чередование серий слоев, в каждой из которых нижние части сложены более основными породами, чем

верхние. Расслоенность в основных — ультраосновных породах сопровождается иногда закономерным изменением состава минералов, образующих серии твердых растворов. В вертикальном разрезе расслоенных интрузий снизу вверх повышается железистость оливинов и пироксенов и понижается основность плагиоклазов. Эта закономерность расслоенных интрузий была названа "скрытой расслоенностью" [Wager, Deer, 1939].

Для расшифровки генезиса расслоенных интрузий были привлечены две существенно различные гипотезы. А. Харкер, изучивший полосчатые габброиды Шотландских островов, считал причиной появления расслоенных интрузий одновременное или многократное внедрение магматического расплава, уже дифференцированного на большой глубине [Дэли, 1936]. Согласно другой гипотезе, предложенной Н. Уссингом [Дэли, 1936], расслоенность интрузивов возникала после внедрения однородного магматического расплава, в результате фракционной кристаллизации и осаждения последовательно или ритмично кристаллизующихся минералов различного состава. Л. Уэджер и Г. Браун [1970] приводят характеристики многих расслоенных интрузий, подчеркивая те детали внутреннего строения, которые подтверждают гипотезу кристаллизационно-гравитационной дифференциации. Многими советскими исследователями строение некоторых расслоенных интрузий также объясняется с позиций этой гипотезы [Полканов, 1953; Годлевский, 1959; Соболев, 1935; Михайлов, Шарков, 1973; и др.]. В работе Г.Д. Феоктистова [1978] показано, что вещественный состав в трапповых силлах разных фаз внедрения изменяется незначительно и, несмотря на огромные объемы магматического материала (до первых десятков тысяч кубических километров), толеитовые расплавы, поднявшиеся из верхней мантии, не испытывали глубинной дифференциации. Однако значительное колебание состава траппов в вертикальных разрезах может быть обусловлено проявлением процессов кристаллизационно-гравитационной дифференциации при становлении траппового расплава [Феоктистов, 1978].

Если допустить, что кристаллы ранней стадии отделились от магмы, из которой они кристаллизовались, то состав оставшегося расплава, обедненного компонентами, вошедшими в состав кристаллических фаз, будет отличаться от состава первоначальной магмы. Обычно считается, что фазы ранней стадии кристаллизации при наличии благоприятных условий могут оседать на дно магматической камеры. Явные признаки этого удается наблюдать в некоторых конкретных интрузивах ограниченных размеров. К ним относится силл Палисейдс, у подошвы которого расположен слой, богатый осадившимися кристаллами оливина, вследствие чего верхние слои интрузива обогащены кремнеземом [Ф. Хэтч и др., 1975].

Среди интрузивных образований встречаются расслоенные дайки, в которых границы между слоями либо отсутствуют, либо дайки имеют субвертикальное строение. Таковы дайка Биниеринжи в Австралии [McCall, Peers, 1971], которая протягивается на 300 км при ширине до 3,2 км, и диабазовые дайки в Пенсильвании [Larhan, 1970] протяженностью более 80 км. По простиранию и от периферии к центру они имеют постоянный химический состав, отмечаются лишь незначительные вариации зернистости, структур и минерального состава.

В некоторых платобазальтах и лавовых потоках отмечалась вертикальная зональность в распределении кристаллической фазы. Эта неоднородность объяснялась или фракционированием, или нестационарными условиями охлаждения. Так, Е.К. Устиев [1961] подробно описал продукты

извержения Анойского вулкана. Им были проанализированы количественные соотношения вкрапленников породообразующих минералов по латерали и по разрезам лавового потока, был подмечен пропорциональный рост содержания вкрапленников темноцветных минералов и плагиоклаза. В большинстве случаев лавы ранних этапов извержения практически были лишены видимых вкрапленников. В плотных лавах внутренней части потока по сравнению с более высокими горизонтами наблюдались меньший объем стекла и большая роль кристаллической части. В образцах лавы, отобранных по латерали потока в 2,5 и 15 км от истока, количество вкрапленников плагиоклаза возрастало от 13 до 22%. В лавах Анойского вулкана Е.К. Устиевым [1961] были выделены две генерации плагиоклаза и темноцветных минералов; первая — интрателлурическая, вторая — эффузивная.

Для вертикальных разрезов лавовых потоков Колумбии Хоффер [Hoffer, 1966] установил, что состав микролитов плагиоклаза в основной массе колеблется от  $An_{35}$  до  $An_{59}$  и связан с размером зерен и с содержанием стекла в породе. Поскольку ролью давления можно пренебречь (основная масса потока кристаллизуется на поверхности), постольку, следовательно, состав плагиоклазов основной массы контролируется скоростью ее охлаждения, что и обуславливает зональное распределение микролитов в вертикальных разрезах. Аналогичные результаты были получены П. Мукерджи (P. Mukherjee) в 1970 г. при изучении платобазальтов Северо-Западной Индии. Им была сделана попытка показать, что вариации размеров плагиоклаза коррелируют с изменением скорости охлаждения не только в различных потоках, но также и с различными горизонтами одного потока. Автор отметил, что скорость роста любого зерна плагиоклаза всегда ярче выражена в длину, чем в ширину, т.е. рост зерен в длину очень чувствителен к любой вариации скорости охлаждения.

В современной магматической петрографии порфиоровые структуры чаще всего рассматриваются как показатели многоэтапной кристаллизации расплава. При этом предполагается, что вкрапленники имеют интрателлурическое происхождение, а основная масса кристаллизуется на месте становления породы. Если относительно генезиса микролитов основной массы мнения большинства петрологов совпадают, то о генезисе вкрапленников существует несколько точек зрения. Большинство исследователей считает их интрателлурическими. Например, Ю.П. Масуренков [1974а, 1974б] полагает, что основная доля вкрапленников в вулканитах — интрателлурическая, или даже реликтовая, хотя он и допускает незначительное количество вкрапленников, образовавшихся во время подъема магмы. Автор не поясняет, по каким признакам он относит порфиоровые вкрапленники к интрателлурическим, считая, что "соответствующая аргументация известна читателю из многочисленных руководств и петрографических описаний" [Масуренков, 1974а, с. 200]. Но однозначная аргументация отнесения вкрапленников (протокристаллов) к интрателлурическим образованиям как раз и отсутствует. В петрографическом словаре [Левинсон-Лессинг и др., 1963, с. 133] приведено следующее определение: "... это порфиоровые включения в лавах и порфиробных породах, образовавшиеся в подземной фазе кристаллизации".

В работах А. Ритмана [1961], Ю.П. Масуренкова и О.Н. Волецца [1971] указывается, что часть вкрапленников в вулканических породах может иметь реликтовое происхождение и необходимо научиться выделять эту фазу среди фенокристаллов.

В монографии Т.И. Фроловой и А.И. Буриковой [1977], посвященной геолого-петрографическому изучению вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, при описании основных черт эволюции базальтового расплава приводится характеристика афировых и порфировых типов пород. Авторы рассматривают степень кристаллизации пород как функцию содержания летучих, полагая, что магма, первично богатая летучими и давшая породы порфирового типа, подверглась пересыщению и дегазации еще до излияния на поверхность, в то время как первично низкое содержание летучих в афировых базальтах обусловило содержание летучих в магме до конца кристаллизации. Фенокристаллы порфировых базальтов авторы считают интрателлурическими [Фролова, Бурикова, 1977].

Противоположное представление о кристаллизации эффузивов высказано Д.И. Фрих-Харом [1977]. По его мнению, минералы эффузивов кристаллизуются в поверхностных условиях, когда расплав находится уже в стекловатом состоянии. На это, по автору, указывают следующие петрографические наблюдения:

1) развиты серийно-порфировые структуры, которые характеризуются лейстовидными плагиоклазами различной длины, а иногда и разного состава, образующими прерывисто-непрерывную серию. Отдельные генерации в общем ряду очень незначительно различаются по размерам, что свидетельствует о близости условий их образования. В то же время наиболее мелкие из них — микролиты — кристаллизуются на поверхности в застывшем расплаве. Отсутствие признаков дробления в лейстах плагиоклаза серийных структур указывает, что их кристаллизация происходила в обстановке, когда кристаллы не перемещались один относительно другого и относительно базиса;

2) наблюдаются сложные дендритовые формы — скелетные образования минералов. Эти кристаллы не несут каких-либо признаков дробления — можно считать, что они не смещались относительно вмещающего базиса;

3) микролиты основной массы бывают захвачены фенокристаллами и как бы являются минералами-узниками;

4) флюиальность интрузивных пород по эндоконтакту свидетельствует о том, что кристаллизация происходила после становления магмы;

5) образование бахромчатых окончаний грани отвечает механизму нарастания их у скелетных кристаллов в вязкой среде;

6) наблюдается образование "рубашки" — обрастание минерала другим. Автор подчеркивает, что структура "рубашки" обнаруживается лишь для кристаллов явно "чужеродных", случайных по отношению к расплаву (кварц в базальте и не наблюдается для кристаллов, образовавшихся, несомненно, из данной порции магмы).

Д.И. Фрих-Хар полагает, что переохлаждение расплава — стеклование с последующей кристаллизацией — происходит в эффузивную стадию, в момент становления лавового потока, так как внедрение и течение закристаллизованной породы невозможно.

2. Второе направление в изучении генезиса вкрапленников основано на непосредственном наблюдении за ходом извержения.

Во время извержения имеется возможность отбора образцов в хронологической последовательности их поступления на поверхность.

Такие образцы отражают состав расплава от начала извержения до его конца.

Различия в кристалличности продуктов извержения были замечены

еще при первых петрографических наблюдениях [Набоко, 1947; Пийп, 1956]. Факты изменения кристалличности<sup>1</sup> наряду с изменением вещественного состава привлекались исследователями для подтверждения различных способов дифференциации магматических расплавов: кристаллизационно-гравитационной [Набоко, 1947; Пийп, 1956; Сирип, 1971], термодиффузионной [Влодавец, 1955], пневматолитической [Ермаков, 1974].

Детальные наблюдения за изменением степени кристалличности в ходе различных извержений с постоянным химическим составом изверженных продуктов позволили выдвинуть положение о зависимости кристалличности от газосодержания<sup>2</sup> и динамики извержения<sup>3</sup>. Это, в свою очередь, дало возможность вплотную подойти к решению вопроса о глубинах начала кристаллизации расплава.

В монографии О.Н. Волынца и А.В. Колоскова [1976] на основании статистического изучения состава и морфологических особенностей плагиоклазов пород разных фаций глубинности, а также ряда современных извержений показано, что кристаллизация большей части вкрапленников плагиоклаза четвертичных лав Камчатки происходит в приповерхностных условиях.

Подобные соображения об уровне кристаллизации, по крайней мере кристаллизации некоторой части вкрапленников, были высказаны при детальном изучении продуктов современных извержений Камчатки и Курильских островов [Богоявленская и др., 1971; 1975; Кирсанов, Важеевская, 1971; Важеевская, 1972; Дубик, Волюнец, 1972; Хренов, 1974; 1976а; 1976б; Хренов, Флеров, 1974; Авдейко и др., 1974; Кирсанов и др., 1975; и др.].

В ряде работ [Пийп, 1956; Дубик, Волюнец, 1972; Волюнец, Колосков, 1976] на примерах извержений Ключевского и других вулканов Камчатки отмечалась взаимосвязь динамики извержения, количества и состава вкрапленников плагиоклаза. Согласно этим данным, в периоды максимальной эксплозивной активности и максимального расхода лавы содержание вкрапленников в породах минимально, а состав плагиоклаза наиболее кальциевый. С уменьшением активности растет количество вкрапленников и уменьшается кальциевость плагиоклаза, химический состав пород при этом не меняется. Если в ходе одного извержения наблюдается чередование циклов ослабления и усиления активности (например, побочные извержения Ключевской сопки в 1966 и 1974 гг.), соответствующие вариации отмечаются и в количестве вкрапленников [Кирсанов, Важеевская, 1971; Важеевская, 1972].

В других случаях, например, при изучении твердых продуктов эксплозивного извержения базальтового вулкана Фуего (Гватемала) 10–23 октября 1974 г. [Rose et al., 1978] были получены следующие результаты: извержение носило чисто эксплозивный характер, объем ювенильного материала, представленный базальтовым пеплом и шлаком, составлял

<sup>1</sup> Под кристалличностью понимается процентное содержание в лаве вкрапленников породообразующих минералов размером от 0,2 мм и более.

<sup>2</sup> Газосодержание — весовая доля газовой фазы в магме, газонасыщенность — весовая доля растворенных летучих в расплаве.

<sup>3</sup> Под динамикой извержений автор понимает совокупность качественных признаков, характеризующих эффузивную или эксплозивную активность извержения; частоту и высоту эксплозий, объем выброшенного и излившегося при этом ювенильного материала. По характеру эруптивной деятельности косвенно можно судить о газонасыщенности и вязкости магмы.

около  $0,2 \text{ км}^3$ . В процессе извержения отмечалось четыре стадии усиления эксплозивной активности. Была выявлена антибатная зависимость количества фенокристаллов плагиоклаза ( $\text{An}_{95-80}$ ) и оливина ( $\text{Fo}_{76-66}$ ) от эксплозивной активности извержения. Максимум кристаллов приходится на промежуточные относительно спокойные периоды эксплозивной активности, по сравнению с началом или концом каждого нового периода усиления.

В ходе извержения резко менялось содержание окислов:  $\text{MgO}$  — от 3,9 до 7,7%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — от 20,5 до 18,4%,  $\text{SiO}_2$  — от 50,6 до 48,3%, что объясняется авторами процессами кристаллизационно-гравитационной дифференциации.

В работе В.А. Дрозина и Т.М. Философовой [1976] была количественно охарактеризована зависимость кристалличности от физических параметров извержений вулканов Безымянный, Алаид и Тятя.

Существование связи между динамикой извержений и содержанием вкрапленников зафиксировано как для побочных конусов базальтовых вулканов Ключевской, Алаид, Тятя, так и для ряда более кислых вулканов, например, для андезито-дацитового извержения Карымского вулкана в 1970—1971 гг. и 1978 г. Однако для андезитовых и андезито-дацитовых вулканов изменение количественно-минерального состава пород и состава плагиоклазов (при постоянстве химического состава пород) чаще фиксируется в серии последовательных извержений одного эруптивного цикла, как это установлено, например, для андезитового вулкана Безымянного [Богоявленская и др., 1971; 1976; Дубик, Вольнец, 1972] или андезито-дацитового вулкана Карымского [Иванов, 1970; Дубик и др., 1972].

Следует обратить внимание на постоянство химического состава вулкаников в ходе отдельных извержений, несмотря на широкие вариации количественно-минеральных составов вкрапленников в породах [Пийп, 1956; Иванов, 1970; Богоявленская и др., 1971; Дубик, 1972; Авдейко и др., 1974; Хренов, 1974; 1976а; 1976б; McRee et al., 1976; Spengerson, Driffin, 1976]. Такие же закономерности установлены для продуктов извержений вулкана Этна [Tanquy, 1967]. За последние 20 лет лавы этого вулкана характеризуются неизменными минеральным и химическим составами, по крайне разнообразными микроструктурами. Содержание фенокристаллов в лавах меняется от 10 до 50%, что объясняется ее физическими свойствами, особенно температурой, при которой происходит извержение, и скоростью излияния.

Существует точка зрения, что степень кристалличности и дифференциации магматического расплава зависит от времени его стояния на различных уровнях подводящего канала в предэруптивную стадию извержения [Дубик, Вольнец, 1972].

В настоящее время имеются некоторые оценки размеров подводящего канала, через который магма движется к поверхности. Скорость внедрения магмы определяется геометрией подводящего канала, ее составом, газонасыщенностью, температурой [Федотов, 1976].

Изучение даек в сильно эродированных районах вулканических и субвулканических построек показывает, что разумно принять для глубинных трещин размер порядка  $10^2$  см. Поэтому для больших глубин расчет приводится для среднего размера 10 см, а для близповерхностных условий  $\sim 10^3$  см. Анализируя исходные величины, можно прийти к следующим результатам: для движения магмы в цилиндрическом канале диаметром 10 м скорость подъема магмы равна  $4 \times 10^{-5}$  см/сек, что

в свою очередь свидетельствует о значительном ускорении движения магмы при приближении к поверхности. Это должно привести к массовому отделению летучих и вскипанию магмы [Генштафт, 1977]. По данным Ю.М. Шейнманна, скорости подъема магмы под вулканами колеблются от 10 до 20 см/сек [Шейнманн, 1968]. Расчеты скоростей подъема базальтового расплава на Большом трещинном Толбачинском извержении проведены С.А. Федотовым [1976]. Скорость подъема расплава оценивается им в 3–4 см/сек при движении расплава по дайке мощностью 2 м.

В работе Р. Киркпатрика [Kirkpatrick, 1977], выполненной по результатам бурения на лавовых озерах Алае и Макаопухи (Гавайские острова), приводятся расчетные скорости роста вкрапленников плагиоклаза, равные 1,7 до  $11,0 \times 10^{-10}$  см/сек<sup>-1</sup>, и скорости центрообразования плагиоклазов —  $6,8 \times 10^{-3}$  до  $2,0$  см<sup>-3</sup>/сек<sup>-1</sup>. Автор делает вывод, что зародышеобразование и рост кристаллов плагиоклаза происходят одновременно. При этом на одной и той же глубине скорость кристаллизации в быстро остывающих телах небольшого размера выше, чем в медленно остывающих больших телах. Так, на Алае скорость кристаллизации выше на одной и той же глубине, чем на Макаопухи — одном из наиболее крупных кратеров Гавайских островов. По данным Р. Мооге и G. Evans, разбуривавших в 1967 г. дно кратерного озера (кратер Макаопухи), кристаллизация лав в нем протекала достаточно медленно, с постепенной отсадкой кристаллов оливина ( $4 \times 10^{-6}$  см/сек), с образованием зоны мощностью до 33 м, содержащей 21% оливина, тогда как в лавах извержения содержание оливина составляло всего 7%.

Ориентировочные расчеты А.Н. Сирина (1971) по формуле Стокса:

$$V = \frac{2q\rho r^2}{9\eta},$$

где  $r$  — радиус,  $q$  — ускорение силы тяжести,  $\rho$  — плотность расплава,  $\eta$  — вязкость его, показывает, что в базальтовом расплаве скорость осаждения кристаллов оливина диаметром 1,0 см составит на глубине 16 км — 1,5 см, на глубине 3 км — 20 см, а на глубине 1 км — около 4 м в сутки.

Таким образом, опираясь на полученные расчеты, можно с уверенностью говорить о том, что процессы кристаллизационно-гравитационной дифференциации наиболее эффективны в верхней части магматического канала.

Для расплавов основного состава такие расчеты произведены Л. Уэйджером и Г. Брауном (1970). Из их расчетов видно, что скорость осаждения порфириновых выделений (в зависимости от размеров) должна составлять не менее 1–5 м/сут, т.е., даже в изливающихся лавовых потоках перемещение кристаллов, если бы оно имело место, должно было бы фиксироваться [Фрих-Хар, 1977].

Ю.С. Генштафт [1977] при обсуждении гипотезы кристаллизационной дифференциации оценивает эффект перемещения кристаллов в магме и разделения кристаллической и жидкой фаз. Возможное перемещение оценивается им по формуле Стокса, при  $\Delta\rho = 0,5$  г/см<sup>3</sup>,  $q = 978$  см/сек<sup>2</sup>,  $\eta = 4 \times 10^4$  пуаз, то за время  $t$  кристаллы размером 0,1 см могут сместиться на расстояние  $= 2,7 \times 10^{-5} t$ . Для времени  $t = 10^9$  сек (33 года) перемещение кристаллов составляет  $2,7 \times 10^4$  см или 270 м.

Несмотря на очевидную условность подобных расчетов, продиктованную ограниченностью наших знаний о вязкости природных расплавов,

размеров подводящих каналов и т.д., они тем не менее однозначно показывают, что процесс кристаллизационно-гравитационной дифференциации должен был проявляться всегда и независимо от состава, если бы кристаллизация происходила в верхней части магматического канала до начала извержения [Фрих-Хар, 1977].

3. В проблеме генезиса и эволюции магм и изверженных пород важнейшая роль принадлежит вопросам плавления многофазных силикатных систем. Наиболее обширная информация относительно поведения силикатов в процессе кристаллизации получена при экспериментальных работах в области керамики и металлургии, а также при аналогичных собственнo геохимических исследованиях. Все экспериментальные данные подобного рода касаются преимущественно равновесия между кристаллическими фазами и расплавами.

Размер зерен в породах зависит, вероятно, больше всего от скорости охлаждения магмы. Медленное охлаждение способствует миграции атомов на более длинные расстояния и формированию крупных кристаллов. Считается, что возникновение порфировых структур связано с резкими изменениями условий кристаллизации магмы. Изменение условий может вызвать не только изменение размеров зерен, но также и состава кристаллизующихся минералов. А.Н. Заварицкий и В.С. Соболев [1961] приводят следующее описание процесса кристаллизации: "Кристаллизация происходит вследствие охлаждения системы, когда в ней уменьшается энергия теплового движения. Кристаллизацию характеризуют две величины: 1) число центров кристаллизации и 2) линейная скорость роста возникших кристаллов. Максимум линейной скорости роста кристаллов имеет место при небольшой степени переохлаждения жидкости. Максимальное число центров кристаллизации обыкновенно возникает при несколько более значительном переохлаждении, хотя в некоторых случаях оба максимума почти совпадают. Если кристаллизацию происходит при непрерывно падающей температуре, то при подходящей скорости падения температуры может получиться, что сначала в немногих центрах кристаллизации вырастают крупные кристаллы, а затем при понижении температуры и возрастании вязкости такая кристаллизация сменяется замедленным ростом кристаллов в многочисленных и быстро возникающих центрах кристаллизации. Получаются отдельные более крупные кристаллы в мелкозернистой основной массе" (с. 148). Это позволило А.Н. Заварицкому и В.С. Соболеву указать на то, что "порфировая структура может образоваться без резкого изменения условий кристаллизации, какие предполагаются в случае порфировых структур вулканических горных пород, в которых порфировые выделения рассматриваются как интрателлурические, образовавшиеся до излияния на поверхность, где кристаллизовалась основная масса пород" (с. 148).

Для понимания процессов кристаллизации магматических расплавов очень важными являются экспериментальные работы по изучению кинетики кристаллизации природных расплавов. Несмотря на некоторую противоречивость результатов, полученных разными исследователями, однозначно установлено, что процесс кристаллизации базальтового расплава — достаточно скоротечный.

Из работы Ф. Гибба [Gibb, 1974] по изучению условий переохлаждения и кристаллизации плагиоклаза из базальтовой магмы (базальт р. Колумбия) следует, что основными факторами, контролирующими эти процессы, являются время, степень и скорость переохлаждения. Из результатов экспериментов очевидно, что избыточное нагревание расплава

выше температуры ликвидуса не оказывает какого-либо заметного воздействия на степень задержки кристаллизации плагиоклаза. Если охлаждение происходит достаточно быстро, то последовательность появления фаз будет резко отличаться от наблюдаемой при медленном охлаждении магмы того же состава. В результате такого механизма могут образоваться порфиновые структуры пород базальтового состава, представляющего собой котектический расплав низкого давления, из которого обычно следовало бы ожидать одновременной кристаллизации всех трех основных фаз (оливин, плагиоклаз, авгит). В условиях равновесия при давлении 1 атм плагиоклаз начинает кристаллизоваться из расплава при температуре  $1198^{\circ}\text{C}$ . При температуре  $1180 \pm 2^{\circ}\text{C}$  к нему присоединяется авгит, при температуре  $1150^{\circ}\text{C}$  — оливин. В этих условиях единственно вероятные фенокристаллы будут сложены плагиоклазом, менее вероятны фенокристаллы пироксена и практически исключены фенокристаллы оливина. Однако в действительности базальт содержит приблизительно равные количества фенокристаллов оливина, пироксена и плагиоклаза, что условно интерпретируется Ф. Гиббом как указание на то, что все эти минералы начали кристаллизоваться приблизительно при одинаковой температуре (возможно перед началом извержения фенокристаллы могли вырасти в условиях более медленного охлаждения). Кроме перечисленных выше условий, влияющих на скорость кристаллизации плагиоклаза, Ф. Гибб рассматривает механические эффекты, способствующие кристаллизации, например вибрацию.

Изучение фазовых равновесий и скоростей охлаждения на примере лунного образца пикритового базальта было выполнено Д. Волкером и др. [Walker et al., 1976]. В этой работе осуществлена количественная реконструкция процесса охлаждения. Одной из задач эксперимента была попытка выяснить возможность двухстадийной кристаллизации и двухстадийного охлаждения для образования порфинового пирита.

Авторы исходили из того, что "медленное" охлаждение приводит к росту фенокристаллов, "быстрое" охлаждение — к росту основной массы, а двухстадийность процесса охлаждения, возможно, связана с таким дискретным событием, как извержение магмы. Пироксен представляет собой главную фазу как среди фенокристаллов, так и в основной массе.

Экспериментальная интерпретация процессов охлаждения и кристаллизации показала, что повышение скорости охлаждения от  $30^{\circ}\text{C}/\text{час}$  до  $1000^{\circ}\text{C}/\text{час}$  не приводит к дальнейшему повышению плотности центрообразования (нуклеации). Плотность центрообразования пироксена максимальна при скорости охлаждения в несколько сот градусов в час. Структура и состав пироксена не могут быть использованы для однозначной интерпретации процесса кристаллизации как процесса охлаждения. Конечные скорости охлаждения могут радикально изменить температуру и порядок появления кристаллических фаз. Порфировая структура анализированного образца, возможно, образовалась в течение одного продолжительного процесса охлаждения. Плотность центрообразования и размеры зерен основной массы показывают, что кристаллизация происходила при понижающейся скорости охлаждения на протяжении периода времени в 1 или 2 месяца.

Одна из работ С. Дональдсона [Donaldson, 1978] посвящена переохлаждению базальтового расплава и задержке нуклеации оливина. В этой работе по плавлению щелочного оливинового базальта проводилась количественная оценка зависимости между скоростью охлаждения и степенью переохлаждения ( $\Delta T$ ), достигаемой при нуклеации оливина; временем,

необходимым для нуклеации, после резкого охлаждения расплава с последующей выдержкой при постоянной температуре (ниже ликвидуса), и влиянием перегрева на эти результаты.

Образец оливинового базальта плавился при давлении 1 атм при температуре от 4 до 168° С выше ликвидуса в течение 1—4 часов, при этом образец либо охлаждался с постоянной скоростью (5—172° С/час) до температуры ниже ликвидуса, или охлаждался до температуры ниже ликвидуса и выдерживался изотермически в течение 0,05—36 час, а затем закаливался.

Результаты этих экспериментов<sup>1</sup> показывают, что нуклеация оливина — вполне предсказуемое событие в пределах нескольких минут (в противоположность кристаллизации плагиоклаза) [Gibb, 1974]. Нуклеация оливина происходит при меньших  $\Delta T$ , если скорость охлаждения меньше (чем меньше скорость охлаждения, тем меньше  $\Delta T$ , при которой происходит нуклеация — симбатная зависимость). Однако даже при скорости охлаждения 20° С/час расплав переохлаждается на 54° С, прежде чем происходит нуклеация оливина, если охлаждение начинается с температуры на 4° С выше ликвидуса (это расходится с данными Walker et al., 1976).

За последние 20 лет примерно на два порядка расширился диапазон давлений, при которых проводятся лабораторные исследования. К наиболее важным достижениям этих работ следует отнести прежде всего установление  $P$ — $T$ -границ устойчивости основных породообразующих минералов и их ассоциаций, а также определение условий плавления и характера кристаллизации силикатных систем, отвечающих по составу основным типам горных пород, в широком интервале давлений.

В частности, согласно экспериментальным данным Г. Йодера и К. Тилли [1965], повышение давления  $H_2O$  в расплаве влечет за собой снижение температуры солидуса и ликвидуса и расширение поля кристаллизации базальта — появляются более низкотемпературные минеральные фазы и сокращаются интервалы устойчивости оливина и пироксена. Влияние небольшого количества воды на расширение поля кристаллизации ортопироксенов было показано в работах Д. Грина и А. Рингвуда [1967], Г. Йодера и К. Тилли [1965], А.А. Кадика и О.А. Лукрина [1974], в работе Ю.Ф. Геншафта [1963] на примере исследований высокоглинозистого оливинового толеита.

В сухих условиях (изотермических и адиабатических) понижение давления не может привести к кристаллизации — необходимо понижение температуры. Сброс летучих ( $P_{H_2O}$ ) может вызвать кристаллизацию в изотермических условиях, если температура исходной магмы ниже температуры сухого ликвидуса.

Порядок кристаллизации минералов из базальтового расплава под влиянием воды также меняется. При низких давлениях плагиоклаз из ликвидусной фазы переходит в близосOLIDусную, расширяется область кристаллизации двух пироксенов как ликвидусных фаз. Наблюдается также и более низкотемпературная кристаллизация оливина.

А.А. Кадик и О.А. Луканин [1974] выполнили эксперименты по совместной растворимости  $CO_2$  и  $H_2O$  в силикатных расплавах. Они установили, что растворимость  $CO_2$  примерно на порядок меньше по сравнению с растворимостью воды. В присутствии  $CO_2$  расплав начинает вскипать на значительно больших глубинах, чем без  $CO_2$ . Например, расплав, содержащий 1,5 вес.%  $H_2O$  и 0,5 вес.%  $CO_2$ , начинает кипеть при давлении 2 кбар, в то время как расплав без  $CO_2$  кипит при давлении 1,0 кбар.

Известно, что в процессе кристаллизации магмы или ее движения к

поверхности могут возникать условия пересыщения магмы летучими компонентами; тогда и начинается их отделение в самостоятельную фазу.

Несомненно, что летучие компоненты оказывают огромное влияние на процесс кристаллизации расплава. В.А. Нарсеев [1966] считает, что расплав, прежде чем стать горной породой, проходит три стадии: сиботаксиса, полимеризации и кристаллизации. Сиботакситы имеют неясно выраженный ближний порядок, неустойчивы и, разрушаясь в одних микроучастках, возникают в других. Степень устойчивости сиботаксических групп зависит от температуры и увеличивается с ее падением, когда сиботаксические группы объединяются в более сложные образования. Этот процесс носит название полимеризации и отражает второй этап в эволюции магматического расплава. В.А. Нарсеев полагает, что во время полимеризации расплава закладываются основы будущих минералов. Процесс кристаллизации расплава является фазовым переходом, в момент которого закрепляется дальний порядок в структуре. Далее делается вывод о том, что до полимеризации расплава газоотделения не происходит даже при наличии перепада давления, так как летучие находятся в расплаве в связанном виде. Интенсивное отделение летучих в свободную фазу начинается лишь при спонтанной полимеризации силикатного расплава.

Вопрос о генезисе вкрапленников породообразующих минералов в эффузивных и некоторых интрузивных породах остается открытым. Тем не менее уже сейчас накоплен богатый фактический материал, позволяющий считать, что большая доля вкрапленников кристаллизуется в верхней части магматического канала при низких давлениях из того объема магмы, в котором находится.

Для решения вопроса о генезисе кристаллической фазы в эффузивах, с нашей точки зрения, необходима дальнейшая детализация работ по изучению продуктов и процессов современных извержений вулканов и развитие экспериментальных исследований по изучению влияния изменений физико-химических условий на кристаллизацию магматических расплавов при низких давлениях.

Автор в настоящей работе рассматривает проблемы кристаллизации только тех магм, которые участвуют в извержении и достигают земной поверхности.

## Глава II

### ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ И СОСТАВ ИХ ПРОДУКТОВ

Несмотря на значительное разнообразие химического состава, магматические, а особенно вулканические горные породы обнаруживают достаточно простой минеральный состав вкрапленников: полевые шпаты, пироксены, оливин, роговая обманка, фельдшпатыды, кварц. Важнейшие породообразующие минералы базальтовой ассоциации — плагиоклаз, пироксен, оливин — могут встречаться в виде отдельных вкрапленников или совместно, образуяglomeroporфировые сростки. Имеющиеся факты, по-видимому, свидетельствуют о том, что все главные минеральные фазы кристаллизовались более или менее одновременно, в интервале температур — 100–200°С [Gibb, 1974; Хэтч и др., 1975; и др.].

Формы проявления вулканической активности весьма разнообразны. В магме содержатся растворенные газы, которые отделяются при уменьшении давления и выходе лавы на поверхность либо довольно спокойно, либо внезапно и бурно с огромной разрушительной силой. В настоящем разделе подробно рассматриваются два побочных базальтовых извержения вулканов Курильских островов, Большое трещинное Толбачинское извержение, вызвавшее образование моногенных шлаковых конусов, базальтовых лавовых потоков и покровов в аральной зоне вулкана Плоский Толбачик и вершинное извержение одного из активнейших андезитовых вулканов Камчатки — Карымского.

## ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА АЛАИД В 1972 г. ОЛИМПИЙСКИЙ ПРОРЫВ

### Динамика извержения

Вулкан-остров Алаид (о. Атласова) расположен на севере Курильской островной дуги. Он представляет собой правильный усеченный конус, поднимающийся со дна Охотского моря. Высота стратовулкана над уровнем моря составляет 2339 м, а общая высота конуса над дном Охотского моря — около 3000 м. Последнее извержение вершинного кратера вулкана произошло в 1894 г. [Горшков, 1967]. У подножия конуса расположено более 30 небольших шлаковых конусов, нередко с лавовыми потоками. Большинство их приурочено к полосе запад-северо-западного направления, проходящей через центральный кратер. По мнению Г.С. Горшкова [1967], эта зона контролируется тектонической линией, перпендикулярной к общему простиранию островной дуги. Даты извержений побочных кратеров неизвестны, за исключением кратера Такетоми (17 ноября 1933 г. по июнь 1934 г.). В результате его деятельности, начавшейся в подводных условиях, образовался остров высотой 117 м, который затем соединился с вулканом Алаид. По оценке Х. Танакадате [Tanakadate, 1934], объем извергнутого материала составил  $4 \cdot 10^7 \text{ м}^3$ .

Извержение, названное Олимпийским Прорывом [Авдейко, Хренов и др., 1974], также было приурочено к зоне побочных кратеров (рис. 1). Оно началось 18 июня 1972 г. на северо-западном склоне вулкана Алаид мощными взрывами на суше и под водой и закончилось 11 сентября 1972 г. Это извержение можно отнести к классическому типу побочных вулканических проявлений, когда можно наблюдать полный цикл — образование на склоне стратовулкана радиальной трещины с цепочкой взрывных кратеров, активность которых закончилась в первые сутки извержения, и последующую локализацию эффузивного центра в одном из нижних кратеров. По результатам режимных наблюдений извержения было выделено три этапа.

Первый этап — взрывной — длился с 18 по 22 июня и может быть охарактеризован как извержение вулканского типа. На северо-западном подножии вулкана Алаид по радиальной трещине длиной более 2 км произошло образование шести линейно расположенных взрывных воронок (рис. 2). Верхняя взрывная воронка (I) — это кратер с вертикальными стенками, несколько вытянутый по трещине. Размеры воронки — 400 x 300 м, глубина порядка 250 м. Взрывные отложения представлены грубообломочным резургентным материалом, а также бомбами и очень тонким ювенильным пеплом. В разрезе воронки отчетливо прослеживается периклинальное залегание чередующихся лавовых потоков и

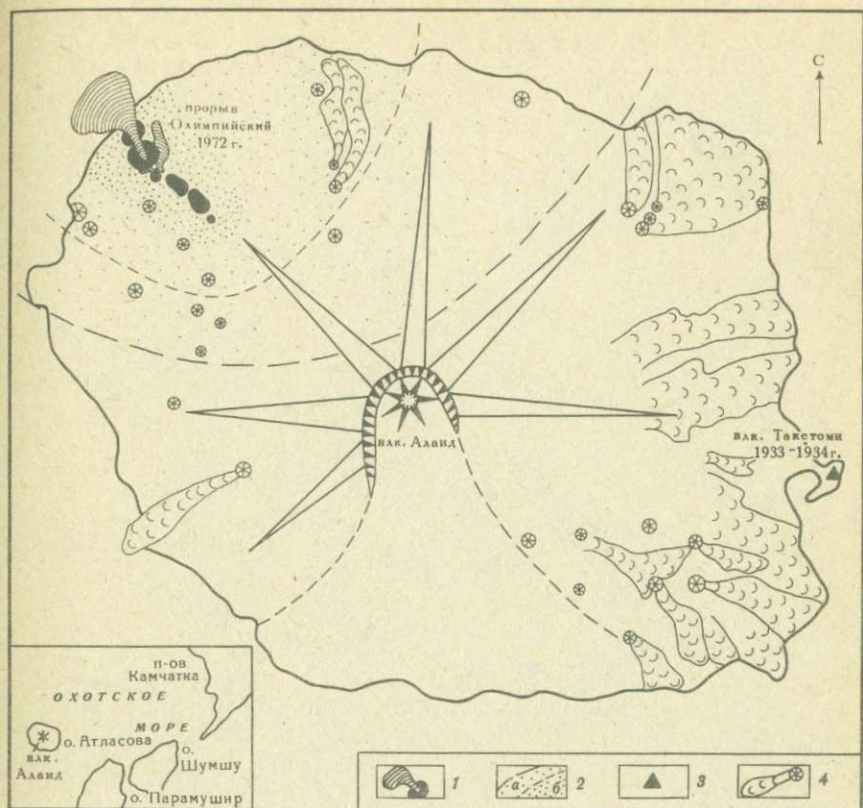


Рис. 1. Схема строения вулкана Алаид

1 — эксплозивные воронки, шлаковый конус и лавовый поток Олимпийского Прорыва 1972 г.; 2 — ореол распространения пепла; а — внешняя зона, мощность пепла 5—10 см, б — внутренняя зона, мощность пепла 10—500 см; 3 — кратер Такетомы, извержение 1933—1934 гг.; 4 — древние лавовые потоки и шлаковые конусы

пирокластического материала. Средняя мощность видимых лавовых потоков 30—40 м, пирокластического материала — 1—3 м.

Ниже по склону расположены две воронки в виде восьмерки (II и III). Общий размер их 320 x 200 м, глубина — 150 м. Насыпные валы, симметрично окружающие эти воронки, имеют мощность до 10 м и состоят главным образом из резургентного материала и "выплесков" ювенильного базальта из III воронки.

Взрывная воронка (IV), имеющая в плане размеры 150 x 150 м, расположена обособленно. Ее окружает насыпной вал, представленный только резургентным материалом.

Еще ниже по склону залегают две крупные соприкасающиеся между собой воронки (V и VI). Их насыпной вал имеет мощность до 20 м, сложен преимущественно резургентными обломками размером от 0,2 до 1,0 м. К концу I этапа эксплозивная деятельность продолжалась только из воронки V. Вследствие непрерывного поступления ювенильного материала на ее месте начал формироваться шлаковый конус.



Рис. 2. Прорыв Олимпийский (фото Н. Смелова)

Морфология кратеров указывает на то, что эксплозии происходили из многих жерл по всему сечению воронки. Разлет бомб при взрывах достигал 2,5 км, эруптивное облако поднималось до высоты 8 км. В пепловой туче наблюдались многочисленные молнии. При облете вулкана 20 июня были видны эксплозии из подводной части вулкана в 2–3 км от берега [Авдейко и др., 1974]. В дальнейшем признаков подводного извержения не наблюдалось.

Объем извергнутого материала на этом этапе составил 100 млн. м<sup>3</sup>, объем образованных взрывных воронок — 8 млн. м<sup>3</sup>.

Второй этап — эксплозивно-эффузивный вулканско-стромболианского типа — продолжался с 22 июня по 16 июля. Действовала только V воронка, на месте которой образовался открытый на северо-запад шлаковый конус. Из его кратера с интервалами в 1–2 сек выбрасывались лавовые фонтаны на высоту 150–200 м и медленно вытекал крупноглыбовый лавовый поток (первая порция). Излияние этого лавового потока началось, видимо, 22 июня, когда на фоне микросейсм стало уверенно выделяться вулканическое дрожание [Авдейко и др., 1974]. В конце дня 24 июня лавовый поток заполнил воронки V и VI и вышел к морю. К 29 июня он продвинулся в море на 300 м, 2 июля вновь образованный лавовый мыс выступал за старую береговую линию на расстояние 750 м



Рис. 3. Эксплозивно-эффузивная стадия извержения (фото В. Подтабачного)

при ширине 740 м. Фронт потока возвышался над уровнем моря на 15 м. Учитывая, что глубина моря в этом месте достигала 40 м, мощность потока можно принять равной 55–60 м. Вторая порция лавы в виде потока шлако-глыбового типа, ограниченного бортовыми валами первой порции лавы, изливалась в море со скоростью 10 м/час. Мощность этой порции не превышала 20–25 м в осевой части. Шлаковый конус достиг к этому времени высоты 150 м. В его кратере наблюдалось лавовое озеро, из которого с “ухажущим” звуком на высоту 200 м выбрасывались фонтаны лавы с интервалами 0,5–1,5 сек. Количество фонтанов изменялось от 1 до 3, их местоположение на поверхности лавового озера постоянно перемещалось. Отдельные взрывы, следовавшие через 10–15 мин, выбрасывали бомбы на высоту до 600 м (рис. 3). Такие взрывы сопровождались ударной волной, видимой по скачкообразному изменению плотности в эруптивной туче и по облачности. Разлет бомб был невелик, редкие из них перелетали за пределы конуса; масса бомб огненным дождем стекала по внешним склонам вулкана и внутрь кратера. Материал внутренних стенок конуса носил явные черты спекания, что подтверждалось крутизной склона, достигающей в некоторых участках  $60^\circ$ .

Верхняя взрывная воронка (I) интенсивно парила, при этом отмечалась синхронность ее работы с деятельностью конуса: усиление эксплозивной активности в его кратере сопровождалось паро-газовыми выбросами из верхней воронки. Возможно, это свидетельствовало об едином подводщем магматическом канале.

Для этого периода извержения интенсивность эксплозивной деятельности сохранялась постоянной.

7 июля на юго-восточном склоне шлакового конуса по радиальной трещине произошло образование трех бокк. Две верхние бокки были эксплозивными, а нижняя, находящаяся на уровне подошвы конуса, — экспло-

зивно-эффузивной. Отмечалась цикличность в деятельности бокк с интервалом 2,5—3 часа. В начале цикла происходило фонтанирование лавы из всех трех бокк: из верхней и средней бомбы выбрасывались вертикально, из нижней — под углом 45—60°. Такая синхронная работа бокк продолжалась от 5 до 15 мин. Затем материал из верхней бокки перекрывал горловины двух нижних, что приводило к увеличению расхода летучих через верхнюю бокку. При этом из средней бокки слабо выделялся газ, а в нижней периодически появлялись и лопались лавовые пузыри, из которых выплескивалась лава. За 1—2 мин. до наиболее сильных выплесков над боккой появлялось голубое пламя, напоминающее пламя газовой горелки. В дальнейшем уровень лавы какое-то время поднимался выше устья нижней бокки, из нее медленно изливалась лава, а из средней и верхней бокк происходило фонтанирование бомб на высоту до 600—700 м. Постепенно вся эксплозивная деятельность сосредоточивалась в верхней бокке и после ее "индивидуальной" активности, которая продолжалась 15—20 мин, цикл повторялся. Какой-либо зависимости между эксплозивной деятельностью кратера и бокк не установлено [см. также Дрознин, 1980].

В результате образования бокк через два дня обстановка в кратере изменилась: из-за оттока лавы уровень лавового озера понизился, произошло частичное обрушение северо-западной стенки кратера. В створе "ворот" конуса образовалась новая лавовая бокка, из которой лавопадом началось поступление новой — третьей — порции лавы, менее вязкой, более высокотемпературной и газонасыщенной. Лава устремилась к морю двумя рукавами вдоль бортовых валов второй порции со скоростью 180 м/час. Ширина рукавов менялась от 10 до 30 м. Температура лавы в трещине борта потока, замеренная оптическим пирометром ОППИР-17, составляла 1040°С. Эту порцию лавы можно отнести к плоскоглыбовому типу.

Одновременно продолжалось излияние лавового потока и из южной нижней бокки. Этот шлако-глыбовый поток двигался четырьмя рукавами, один из которых лавопадом спустился в III воронку. Скорость передвижения фронта восточного рукава этого лавового потока мощностью 4—5 м составляла от 3 до 7 м/час при уклоне 5°. При плотности лавы 2,5 г/см<sup>3</sup> вычисленная эффективная вязкость ее составляла  $3 \cdot 10^6$  пуаз. Температура на фронте потока равнялась 1020°С.

С 12 июля возросла эксплозивная активность кратера. Последовало 6 сильных взрывов с интервалом в 12 ч. Разлет бомб диаметром 0,5 м достигал 1,5 км. В результате взрывов уровень лавового озера еще более понизился и в кратере вскрылась трещина северо-западного простирания длиной: около 100 м, на которой локализовались четыре лавовых жерла диаметром 2 м. В то же время верхняя и средняя бокки на южном склоне конуса объединились в одну. Вокруг нее сформировался небольшой шлаковый конусик, в кратере которого происходили взрывы с интервалами в 5—6 час. Из нижней бокки продолжал изливаться лавовый поток мощностью 3—5 м со скоростью в истоке 20 м/час. Эксплозивная активность извержения после 6 взрывов резко пошла на убыль. Скорость истечения летучих колебалась в пределах от 65 до 165 м/сек [Штейнберг, Бабенко, 1976].

Общий объем пирокластики, выброшенной во время II этапа извержения, составил 30 млн.м<sup>3</sup>, объем излившейся лавы — 20 млн.м<sup>3</sup>.

Третий этап — существенно эффузивный — продолжался с 16 июля по 10 сентября. Взрывы практически прекратились, стенки кратера по-

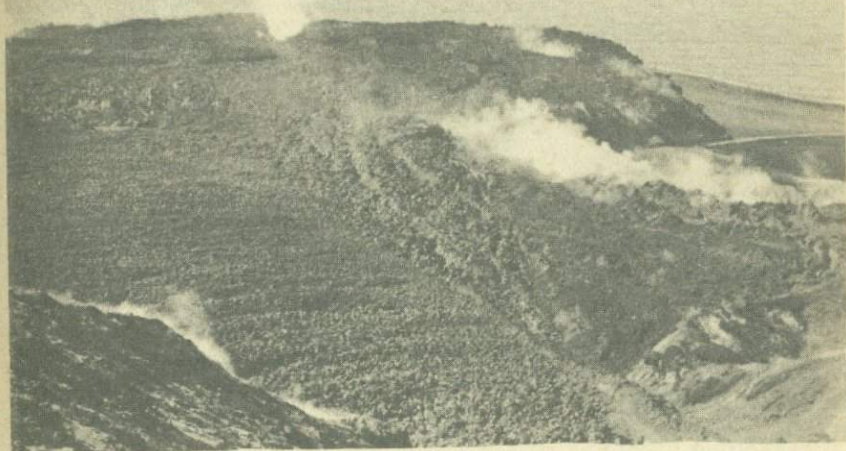


Рис. 4. Исток лавы, IV порция (фото автора)

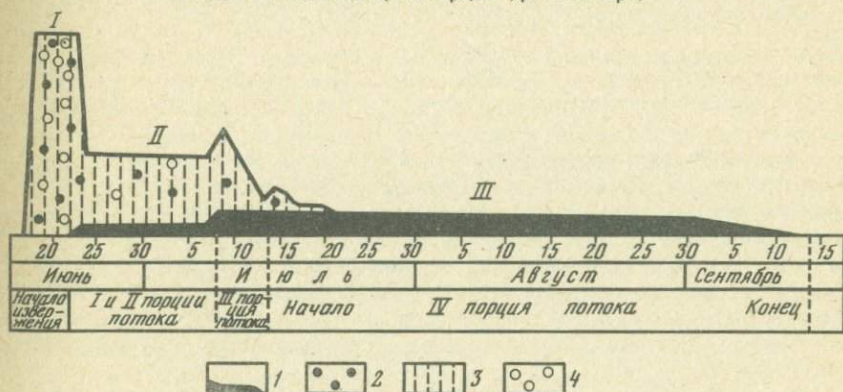


Рис. 5. Диаграмма интенсивности динамики извержения вулкана Алай  
1 — лавы; 2 — бомбы; 3 — пепел; 4 — шлак

крылись возгонами, на потоках первых порций локализовались фумаролы. Эффузивная деятельность нижней южной бокки прекратилась 22 июля, в верхней — еще в течение 12 дней стояло лавовое озеро. Из нижнего жерла в главном кратере изливалась новая, четвертая порция лавового потока. Лава вытекала неравномерно, пульсациями. Ее скорость в истоке достигала 25 м/час. На поверхности потока отчетливо были видны валы течения, хорошо сохранившиеся до конца извержения (рис. 4).

Первого сентября на трещине в кратере начал расти линейно вытянутый

Т а б л и ц а 1

Характеристика извержения Олимпийского Прорыва на вулкане Алаид 18 июня – 11 сентября 1972 г.)

Характеристика		I этап	II этап	III этап	Всего	
Продолжительность (сут.)		5	25	56	86	
Тип извержения		Вулканический	Вулкано-стромболианский	Стромболианский (эффузивный)		
Преобладающие продукты		Везувигентные пепел и бомбы, ювенильные базальтовые пепел и бомбы	Лавы, бомбы и пепел базальтового состава	Базальтовые лавы		
Геологический эффект	Объем (млн. м <sup>3</sup> )	Тефра Лава Суммарный	100 — 100	30 20 50	— 80 80	130 100 230
	Вес (млн.т)	Тефра Лава Суммарный	100 — 100	30 50 80	— 200 200	130 250 380
	Средний расход (млн.т/сут.)	Тефра Лава Суммарный	20 — 20	1,2 2,0 3,2	— 3,6 3,6	1,5 1,5 4,4
Коэффициент эксплозивности, вес. %		100	40	0	30	
Тепловая энергия, млрд. квт/час		34	27	68	130	
Средняя мощность, млн.квт.		283	45	51	63	

купол. Рост его продолжался 10 дней. За это время высота купола достигла 10 м при длине 80 м и ширине 15 м. До четвертого сентября из него изливалась лава. Ее температура, замеренная в трещинах валов течения, была в среднем 980° С.

Десятого сентября произошло проседание осевой части купола на глубину до 5–6 м с образованием отвесных внутренних стенок. Одиннадцатого сентября лавовый поток оторвался от истока, эффузивная деятельность на прорыве прекратилось. Общая характеристика извержения приведена в табл. 1 (рис. 5).

За время побочного извержения никаких изменений в вершинном кратере вулкана Алаид не обнаружено.

#### Общая характеристика твердых вулканических продуктов Олимпийского Прорыва

Твердые вулканические продукты извержения (лавы, бомбы, шлаки и пеплы) представлены глиноземистыми субщелочными базальтами, типичными для вулкана Алаид [Авдейко и др., 1974].

П е п л ы. Основной объем вулканических пеплов был выброшен мощными взрывами на I этапе извержения. Количество пепла, выпавшего

в 1 км от центра извержения по оси пеплопада, составило около 100 кг/м<sup>2</sup>. Светло-серый пепел этой стадии извержения представляет собой резургентный и ювенильный материал, содержащий четко выраженные кристаллы пироксена, плагиоклаза и обломки основной массы лав базальтового состава.

Пеплы последующих стадий извержения представлены почти целиком ювенильным материалом. В них выделяются две разновидности стекла: зеленое прозрачное вспененное и непрозрачное черное, насыщенное микролитами и кристаллитами. Наряду со стеклом, в пеплах встречаются отдельные кристаллы плагиоклаза, пироксена и оливины, суммарное содержание которых (к концу II этапа) не превышает 20%.

Вулканические бомбы и лавовые "выплески" Бомбы из I взрывной воронки и "выплески" лав из III воронки являются первым ювенильным материалом извержения и отражают состав верхней части магматической колонны. Они представлены базальтами, имеющими афировую структуру. В бомбах и шлаках верхних взрывных воронок часто встречаются включения пироксен-роговообманковых андезитов в виде плоских лепешек размером 5 x 3 x 0,5 см, а также базальты, пироксен-роговообманковые андезиты, андезито-дациты, пемзы и вулканогенно-осадочные породы главной постройки вулкана Алаид.

В дальнейшем ходе извержения состав базальтов вулканических бомб соответствовал составу синхронных им лавовых потоков. Большинство бомб имело поверхность типа "хлебной корки", с внешней корочкой закаливания толщиной до 2-3 см, их размеры достигали 1 м. Редко встречались веретенообразные бомбы размером 1,5-2 м и глыбовые обломочные бомбы размером 0,5 x 1,0 x 0,8 м. Из южных бокк выбрасывались в основном бомбы типа "корових лепешек", размеры которых достигали 3,0 м в поперечнике. Наибольший интерес представляют собой бомбы "обволакивания" [Макдоналд, 1975]. Они состоят из ксеногенного ядра и ювенильной базальтовой корки мощностью от 2,0 до 15 см, имеют, как правило, форму шара размером 0,5-1,0 м. Центральные их части заполнены пемзовидным материалом, в некоторых бомбах наблюдается чередование полос шлаковидных базальтов и пемз [Флеров и др., 1979].

Лавовые потоки. По морфологическим признакам и времени излияния выделено четыре порции главного лавового потока. Базальты первой и второй порций по структуре и текстуре сходны с "выплесками" лав III взрывной воронки и отличаются от них несколько меньшим количеством основной массы (75%). Крупноглыбовая низкотемпературная вязкая лава первой порции сменилась шлакоглыбовой второй порцией лавы. Следующая, третья, порция лавового потока, более высокотемпературная и менее вязкая, относится к плоскоглыбовому типу. Отдельные скорлупообразные плиты, слагающие эту порцию потока обладают пористостью и следами флюидальности. По составу и петрохимическим данным лавовый поток южной бокки соответствует третьей порции главного лавового потока. Эти три порции потока относятся ко II этапу извержения.

Последняя, четвертая порция потока, изливалась в течение III этапа. На поверхности этого глыбового потока были четко выражены валы течения (см. рис. 4). Порода стала крупнопористой с порфировой структурой, содержание основной массы уменьшилось до 25%.

Морская абразия главного лавового потока через год после извержения дала прекрасную возможность изучить по порциям его вертикальные разрезы. В разрезах всех порций потока наблюдается четкая закономер-

ность: грубопузыристая или пористая верхняя корка потока переходит к центру в плотные разности. Кроме различия в пористости, других макроскопических отличий (в цвете, кристалличности) в разрезах не устанавливается.

### Петрографическая характеристика лав Олимпийского Прорыва

Первый ювенильный материал извержения — бомбы и "выплески" лав из верхних взрывных воронок — представлен базальтами, для которых характерны афировые структуры и мелкопузыристые текстуры со следами течения. Основная масса, составляющая в среднем 96%, имеет гиалопилитовую структуру и сложена стеклом с кристаллитами, в котором плавают микролиты и мелкие кристаллы плагиоклаза, пироксена, оливина, магнетита, единичные зерна роговой обманки и биотита. По мере излияния четырех порций лавового потока в породах последовательно увеличивается кристалличность. Увеличение кристаллической фазы происходит вследствие увеличения количества вкрапленников и их размеров. В соответствии с этим афировые структуры в первой порции меняются на серийно-порфиновые в третьей и на порфиновые в четвертой порциях лавового потока.

Структуры основной массы пород остаются практически одинаковыми по разрезу и латерали отдельных потоков и закономерно меняются только от порции к порции главного потока. Тонкие лейсты плагиоклаза преобразуются в крупные микролиты, а те, в свою очередь, в субфенокристаллы. Для первых субафировых порций базальтов характерны криптокристаллическая и гиалопилитовая структуры и неравномерно пузыристые текстуры; для конечных, порфириновых — интерсертальная и микролитовая структуры и равномерно-пористые текстуры.

Анализ синхронных во времени пар "бомба—лава" первой, второй и четвертой порций не показал каких-либо различий в содержании вкрапленников и в структурах основной массы. Только в бомбах, синхронных с излиянием третьей порции лавы, наблюдается незначительное увеличение количества стекла основной массы, т.е. в генетическом ряду "пепел—шлак—бомба—лава" степень кристалличности основной массы растет от пепла к лаве, а структуры меняются от витрофировой до микролитовой соответственно.

Одновременно с отбором проб с поверхности лавового потока, а также лав, которые изливались непосредственно в море, проводились эксперименты по закаливанию еще пластичных ( $T^{\circ} - 1020-980^{\circ}C$ ) их дубликатов в сосудах с водой, ртутью, свинцом и парафином. Каких-либо отличий между испытуемыми и контрольными образцами как в содержании вкрапленников, так и в их размерах, и в структурах основной массы установить не удалось.

В большинстве случаев основная масса базальтов представлена микролитами плагиоклаза и вулканическим стеклом с подчиненным количеством темноцветных минералов, но в некоторых образцах лавы наблюдается значительное увеличение доли микролитов клинопироксена.

Степень раскристаллизации основной массы не связана с количеством вкрапленников в породе, что может свидетельствовать о кристаллизации микролитов на поверхности. Аналогичные результаты получены А.А. Важеевской [1976] при изучении высокоглиноземистых и толеитовых базальтов Камчатки.

Таблица 2

Количественно-минеральный состав продуктов извержения Олимпийского Прорыва (вулкан Алайд, 1972 г., об.%)

№ образца	Дата отбора	Основная масса, %	Плагиоклаз		Пироксен	Оливин	Рудный
			I	II			
1	2	3	4	5	6	7	8
"Выплески" верхних воронок.							
I порция лавового потока:							
18/72	18-22.IV	96,00	1,20	—	1,20	0,30	1,20
16/61	То же	97,00	1,10	—	1,00	0,10	0,60
15/41	"	96,00	0,90	—	0,60	—	2,50
15/42	"	97,00	1,00	—	0,80	—	1,10
15/43	"	98,30	0,90	—	0,40	—	0,50
372	"	95,50	1,60	—	1,10	0,40	1,10
Среднее		96,60	1,10		0,80	0,10	0,40
Общее		96,60	1,10		0,90		0,40
II порция лавового потока:							
16/59	23.VI-6.VII	89,30	5,00	2,10	2,10	0,10	1,30
16/60	То же	91,20	4,20	1,80	2,20	0,10	0,50
16/62	"	91,30	5,10	1,00	2,10	0,30	0,10
16/63	"	87,80	6,10	1,40	2,90	0,90	0,40
26/82	"	89,30	3,80	1,90	3,00	0,30	1,00
26/83	"	90,00	4,00	1,20	2,10	1,30	2,40
26/84	"	89,70	3,90	1,80	2,70	1,00	1,60
26/85	"	89,40	2,40	3,10	2,50	1,00	1,40
12/34	"	91,10	4,90	1,20	2,00	0,20	1,80
12/36	"	93,50	3,50	1,00	1,30	0,20	1,00
25/77	"	92,10	3,80	1,20	1,80	1,00	0,90
25/78	"	89,90	3,00	1,10	2,00	0,10	3,10
26/86	"	92,30	4,80	0,90	1,80	0,20	0,10
413	"	90,00	4,70	1,90	1,90	0,20	0,70
26/81	"	91,00	3,60	1,00	2,00	0,40	2,00
Среднее		90,50	4,10	1,50	2,10	0,60	1,20
Общее		90,50	5,60		2,70		
III порция лавового потока:							
16/56	7-15.VII	80,50	7,80	5,30	4,30	0,40	1,80
16/57	То же	81,40	5,90	6,20	4,50	0,60	2,10
16/58	"	79,20	8,60	4,60	4,20	0,60	2,70
369	"	85,00	10,9	0,20	3,90	0,20	—
5/17	"	80,30	7,40	5,30	4,20	0,50	2,10
4/6	"	81,60	9,60	4,30	4,00	0,40	—
4/9	"	79,60	10,2	2,20	4,80	0,60	2,60
4/11	"	80,00	10,4	1,80	3,60	0,70	2,90
5/14	"	82,10	12,1	2,10	3,00	0,70	—
5/16	"	79,90	10,4	1,70	2,90	1,00	3,80
5/17	"	81,50	11,7	2,00	3,40	0,80	0,40
5/18	"	82,10	10,1	3,20	3,00	1,00	1,00
421	"	83,00	9,90	2,80	3,10	0,60	0,60
Среднее		81,20	9,50	3,20	3,70	0,70	1,50
Общее		81,20	12,7		4,30		1,50

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
IV порция лавового потока:							
6/19	16.VII—15.IX	75,80	9,70	7,20	4,50	1,30	1,30
10/25	То же	74,40	10,0	7,10	6,30	1,00	1,10
11/27	"	74,70	0,90	7,70	5,40	0,90	1,10
11/29	"	79,20	11,0	4,40	5,00	0,20	0,20
14/37	"	75,00	12,1	7,00	4,90	1,00	0,10
14/39	"	74,60	11,8	7,10	5,00	0,70	0,20
16/65	"	74,00	10,0	9,00	5,40	0,60	1,00
17/66	"	68,00	13,1	8,80	7,00	0,60	2,80
17/1	"	73,20	11,3	9,00	6,00	0,80	—
430	"	73,00	10,2	8,70	4,90	1,20	2,00
455	"	73,00	11,1	5,90	4,70	0,90	4,40
455/2	16.VII—15.IX	73,90	10,9	6,90	4,90	1,30	2,10
455/4	"	70,00	11,7	8,30	4,90	1,50	3,60
455/6	"	69,80	12,0	10,2	5,10	1,30	1,60
455/8	"	71,30	12,90	8,20	6,00	0,50	1,80
455/9	"	70,80	12,0	9,30	5,40	1,50	3,00
455/10	"	70,60	10,40	9,00	3,90	3,10	3,00
455/11	"	70,10	12,1	12,1	3,00	2,30	0,40
455/12	"	68,30	10,7	11,6	2,90	2,40	4,00
11/26	"	71,30	12,7	8,40	3,80	2,10	2,00
14/38	"	70,70	13,2	8,40	4,20	1,00	1,90
14/40	"	71,40	11,6	9,20	3,80	2,10	1,90
14/40-1	"	69,50	12,4	8,10	5,30	1,10	3,60
26/89	"	70,00	12,3	9,50	5,80	0,90	2,10
26/90	"	71,00	13,2	8,20	6,00	0,80	1,50
26/91	"	70,40	12,2	9,80	5,10	1,80	1,50
26/93	"	68,00	12,1	8,80	7,20	1,60	2,60
26/94	"	70,20	12,4	8,90	5,30	2,70	1,40
17/67	"	70,20	13,20	8,80	4,30	2,00	1,50
17/68	"	69,00	13,0	8,10	5,40	2,30	2,20
17/69	"	68,40	13,1	9,00	4,70	1,60	3,20
Среднее		71,60	11,8	8,50	5,00	1,40	1,70
Общее			71,60	20,3		6,40	1,70

Примечание. Плаггиоклаз-I — вкрапленники (субфенокристаллы первой генерации); Плаггиоклаз-II — вкрапленники (фенокристаллы второй генерации).

Набор минералов-вкрапленников и микролитов в породах разных стадий извержения одинаков: это — плаггиоклаз, пироксен, оливин, магнетит. Единичные вкрапленники амфибола и биотита отмечены в базальтах взрывных воронок, что указывает на относительно повышенное давление летучих в период кристаллизации первых порций расплава.

Количественно-минеральные подсчеты площадей вкрапленников (от 0,2 мм и более) были выполнены в 65 шлифах на интеграторе МИУ-1 по методике Ф. Чейза [Чейз, 1961]. Была вычислена статистическая ошибка по результатам подсчетов, полученных на интеграторе. Подсчеты проводились по 3—5 шлифам для каждой порции.

Результаты подсчетов минералов-вкрапленников сведены в табл. 2. Из нее видно, что объемное содержание порфириковых выделений плаггиоклаза возрастает от 1,5% в начальных до 20% в конечных порциях лав, а суммар-

Таблица 3

## Содержание вулканического стекла в продуктах извержения Олимпийского Прорыва

№ образца	Содержание стекла, %	Место взятия, плотность породы
18/72	21,0	Верхняя взрывная воронка, порода плотная
372	19,0	То же
25/77	25,0	Л а в о в ы й п о т о к: вторая порция, плотная порода
11/28	62,0	третья порция, пористая порода
11/29	47,0	То же, плотная порода
5/14	46,0	Южная бокка
4/11	54,0	третья порция
12/34	50,0	Бомба, плотная
12/115	48,0	Л а в о в ы й п о т о к: четвертая порция, плотная порода
10/25	48,0	То же
17/1	55,0	Четвертая порция, пористая порода
16/60	64,0	Четвертая порция, конец потока, пористая порода

ное содержание темноцветных минералов от 1,0 до 7,0% соответственно. Процесс этот во времени происходит неравномерно. Резкое возрастание содержаний вкрапленников минералов отмечается в период излияния третьей порции лавового потока, когда наблюдается перестройка динамики извержения, характеризующаяся спадом эксплозивной активности и уменьшением расходов лавы. Если до начала излияния третьей порции потока темп накопления объема вкрапленников составлял по самым грубым оценкам 0,2–0,3 % в сутки, а при излиянии четвертой порции — 0,15–0,2% в сутки, то в момент излияния третьей порции он увеличился до 0,9–1,1% в сутки. При этом содержание вкрапленников плагиоклаза и цветных минералов меняется в ходе извержения синхронно (рис. 6).

Одновременно с увеличением количества вкрапленников в породах в ходе извержения увеличивается количество вулканического стекла основной массы. Определение содержания стекла в породе было выполнено рентгенографическим методом в Иркутском политехническом институте (ИПИ) на кафедре физики Н.Ю. Берестенниковой. В основе методики количественного определения лежит метод внутреннего стандарта. В качестве стандарта был взят  $KRrO_3$ , количество которого было строго определено и равнялось 30 мгм. Съемка проводилась на аппарате УРС-50 ИМ; излучение  $FeK\alpha$  (пробы по 400 мгм).

Отмечается слабая тенденция увеличения количества стекла в образцах более пористых лав.

Наиболее распространенным минералом вкрапленников и микролитов во всех типах пород оставался плагиоклаз. Вкрапленники его имеют форму широких, слегка удлинённых таблиц размером от 0,2 до 1,0 мм (по наибольшему измерению) в ранних порциях лав и от 4,0 до 5,0 мм — в поздних.

Одновременно с количественно-минеральными подсчетами были произведены замеры количества зерен плагиоклаза в шлифе на площади  $1\text{ см}^2$  по порциям с последующим измерением их длины и ширины с по-

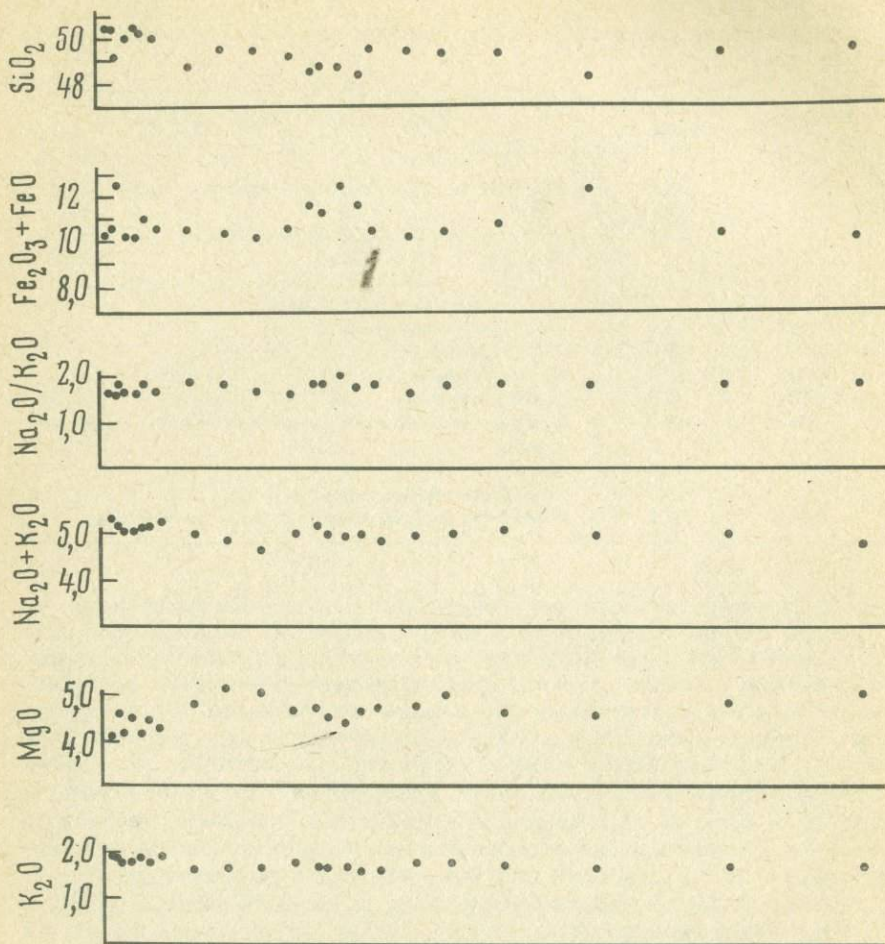
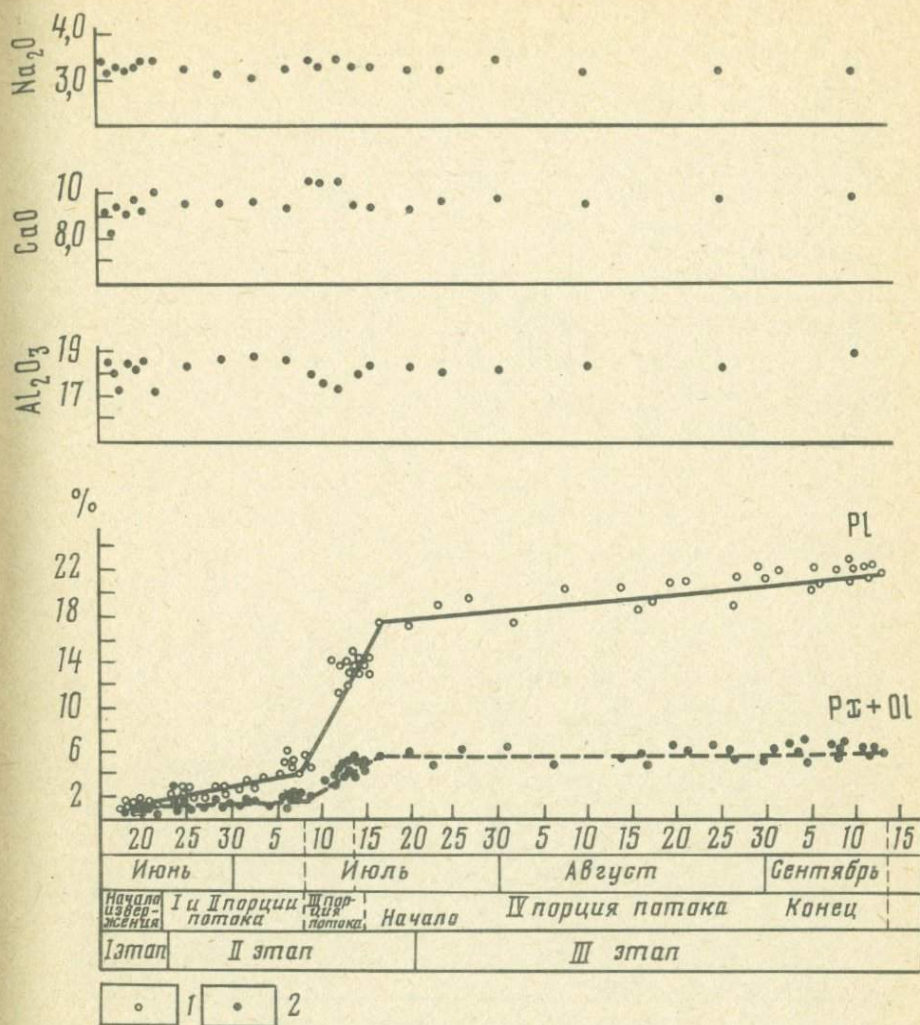


Рис. 6. Вариации количественно-минералогического и химического составов пород в ходе побочного извержения вулкана Алаид в 1972 г.

Вкрапленники: 1 — плагиоклаза; 2 — темноцветных минералов

мощью оптического микрометра. Распределение линейных размеров (длины и ширины) плагиоклазов по порциям для лав Олимпийского Прорыва иллюстрируется на рис. 7. По ходу извержения наблюдается значительное увеличение зерна в длину, тогда как поперечный размер его меняется мало. Это указывает на то, что общее увеличение кристалличности происходит вследствие увеличения размеров вкрапленников плагиоклаза ранних генераций, главным образом субфенокристаллов и фенокристаллов.

Фенокристаллы и микролиты плагиоклаза обычно зональны, но встречаются и незональные. По данным оптических измерений состав плагиоклаза в зональных кристаллах меняется от  $An_{90-94}$  в ядрах до  $An_{56-74}$  — в краевых зонах, причем внешние зоны отвечают по составу микролитам. Среди незональных кристаллов выделяются две разновидности: идиоморфные кристаллы, сходные по содержанию анортитовой молекулы



с ядрами зональных вкрапленников, и корродированные вкрапленники состава  $\text{An}_{52-62}$ . В первых порциях лав наблюдается как осциллярная, так и прямая зональность плагиоклазов, в последних — преимущественно прямая. Состав внешних зон зональных вкрапленников плагиоклаза в конечных порциях несколько менее кальциевый, чем в начальных, тогда как ядра остаются практически одинаковыми. Состав и количество (2–5%) корродированных вкрапленников в ходе извержения не меняется. Изучение вкрапленников на микрозонде *Cameca* подтверждает эти установленные по оптическим данным закономерности.

Количественный и качественный анализы породообразующих минералов начальных и конечных порций лав извержений вулканов Алайд и Тя-тя были сделаны на микроанализаторе  $\text{MS} = 46$ , принадлежащем Лаборатории № 4 Иргидредмета. Исследования на микроанализаторе проводились

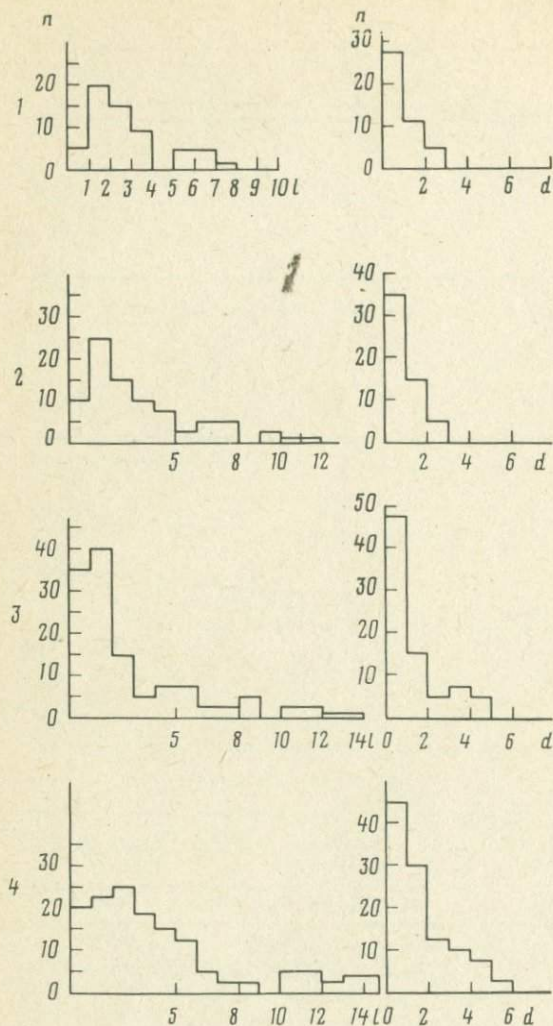


Рис. 7. Распределение линейных размеров вкрапленников плагиоклазов в продуктах извержения вулкана Алаид

1 — бомбы взрывных воронок; 2 — I и II порции лавового потока; 3 — III порция лавы; 4 — IV порция лавы;  $n$  — количество зерен плагиоклаза,  $l$  — длина,  $d$  — ширина. На оси абсцисс цена деления — 0,16 мм

методом непрерывного фиксирования состава образцов в прозрачных шлифах при диаметре зонда 2 мк. Заранее были намечены профили через вкрапленники плагиоклаза, пироксена, оливина, их микролиты и стекло основной массы. В образцах анализировалось одновременно содержание трех или четырех компонентов: Ca, Mg, Fe, Al, иногда Na, концентрация которых резко различна в минералах и вулканическом стекле. На каждый элемент приходился отдельный профиль с одной и той же заданной скоростью — 30 м/мин или 8 м/мин. Для получения количественных концентраций использовался точечный метод по 3–5 точек (ядро, зона, край). Точность этого метода определяется подбором стандарта. Результаты в атомных процентах и расчеты сведены в табл. 4.

Из ранних порций Олимпийского Прорыва анализировались лавовые "выплески" (обр. 27/104). На профиле отмечается неравномерное распре-

Таблица 4

## Качественный и количественный анализы породообразующих минералов

## Плаггиоклаз:

№ образца	Элементы, ат. %		Расчетное содержание An, %
	Ca	Na	
1	13,4	0,80	93, Ядро
13	12,4	0,81	90, Субфенокристалл
4	9,9	1,9	75, Край
9	11,0	1,06	86, Субфенокристалл
8	8,08	2,7	61, Корродированный кристалл
8	7,0	3,2	56, Край
10	9,8	2,0	74, Микролит
3	8,9	2,2	70, То же

## Пироксен:

№ образца	Элементы, ат. %				Расчетное содержание, %
	Ca	Mg	Fe	Al	
5	14,3	10,7	5,85	1,25	Ca <sub>3,9</sub> Mg <sub>4,1</sub> Fe <sub>1,5</sub>
11	14,2	9,4	6,65	2,64	Ca <sub>4,1</sub> Mg <sub>4,5</sub> Fe <sub>1,4</sub> ядро
12	14,8	10,4	6,12	2,55	Ca <sub>4,2</sub> Mg <sub>4,6</sub> Fe <sub>1,2</sub>
14	15,7	9,15	5,85	2,57	Ca <sub>4,4</sub> Mg <sub>4,1</sub> Fe <sub>1,5</sub>
2	13,8	9,2	7,1	1,79	Ca <sub>3,9</sub> Mg <sub>4,6</sub> Fe <sub>1,5</sub>
15	14,1	11,8	6,2	1,03	Ca <sub>4,2</sub> Mg <sub>4,1</sub> Fe <sub>1,2</sub>

## Оливин:

№ образца	Элементы, ат. %			Расчетное содержание, %
	Ca	Mg	Fe	
7	0,1	17,1	19,3	Fe <sub>3,2</sub> Mg <sub>6,8</sub>
7	0,2	16,0	20,2	Fe <sub>3,1</sub> Mg <sub>6,9</sub>

## Мономинеральный валовый анализ плаггиоклаза, вес %

Окислы	Вес. %	Окислы, молекулы	Вес. %
SiO <sub>2</sub>	52,44	Na <sub>2</sub> O	2,78
TiO <sub>2</sub>	—	K <sub>2</sub> O	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,60	H <sub>2</sub> O	0,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13
FeO	0,20	С у м м а	99,89
MnO	—	An	71,1
MgO	0,17	Ab	25,4
CaO	14,06	Or	3,4

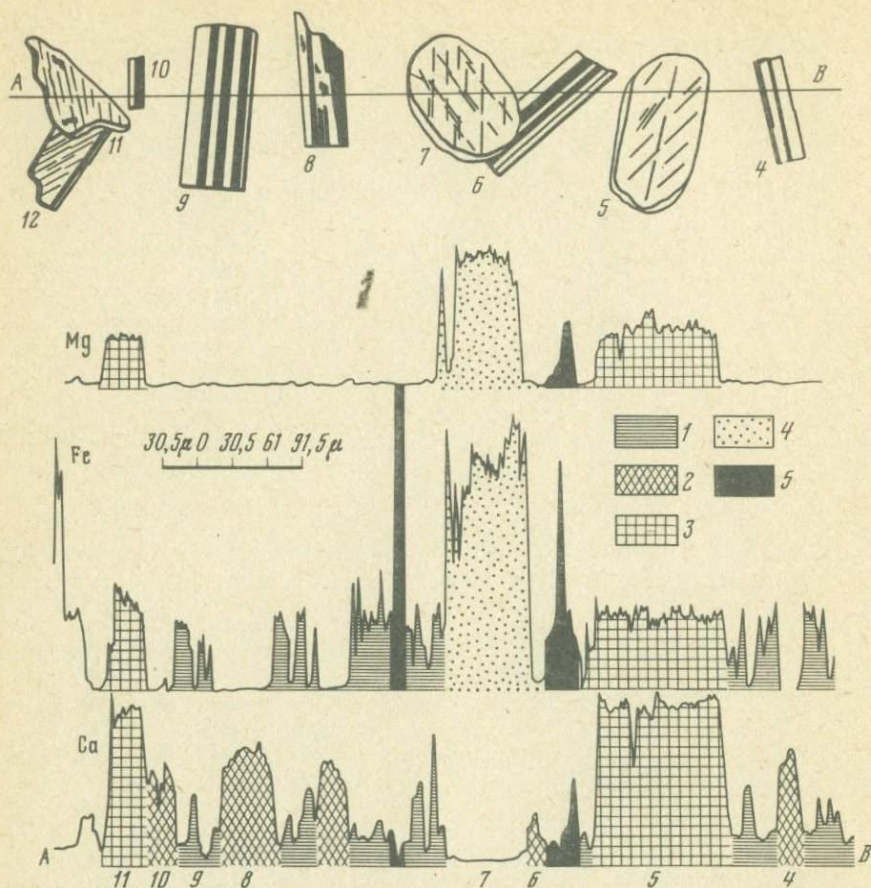


Рис. 8. Профиль АВ через моноклинный пироксен, микролит плагиоклаза, фенокристалл плагиоклаза, корродированный вкрапленник плагиоклаза, оливин, плагиоклаз, моноклинный пироксен и микролит плагиоклаза (обр. 16/64)

1 — основная масса (вулканическое стекло); 2 — плагиоклаз; 3 — пироксен; 4 — оливин; 5 — рудный минерал

деление Са в плагиоклазах, содержание которого не остается постоянным, а убывает от вкрапленников к микролитам. На рис. 8 показан общий путь зонда АВ в конечной порции лавы Олимпийского Прорыва (обр. 16/64). В образце исследовалось содержание Са, Fe и Mg. На профиле АВ фиксируется различная концентрация Са во вкрапленнике и микролитах плагиоклаза. В этом шлифе выполнен профиль АВ (рис. 9) через фенокристалл плагиоклаза, основную массу, вкрапленники плагиоклаза, основную массу (стекло) и микролит плагиоклаза. Отчетливо видно, что концентрация Са убывает от ядра к краю в фенокристалле и микролитах. Из полученных атомных концентраций и последующего расчета определены номера плагиоклазов: ядро — № 93, край и вкрапленник — № 75, а микролит — № 56 (см. табл. 4).

Кроме оптических определений и исследований на микроанализаторе,

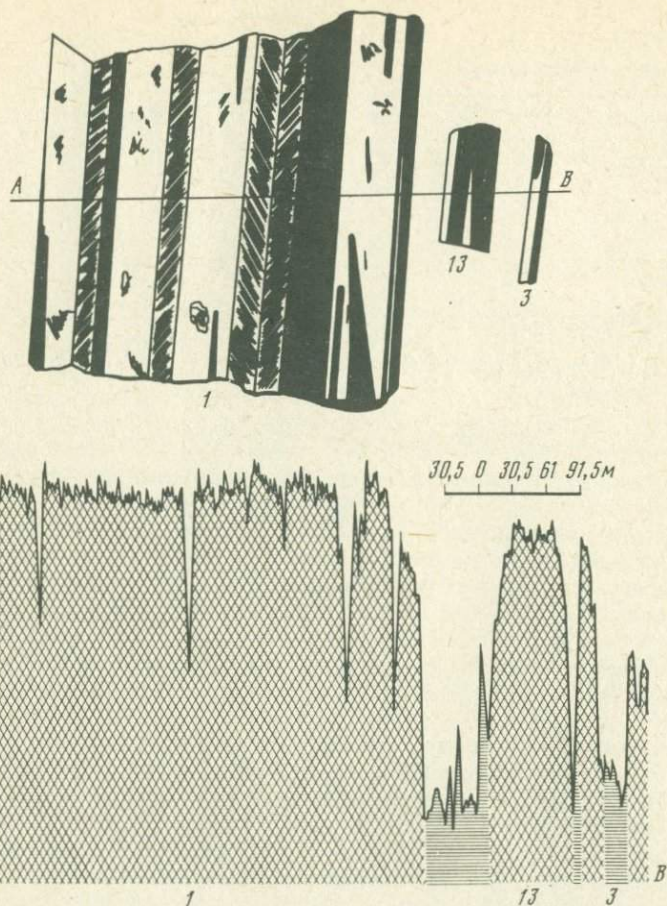


Рис. 9. Профиль АВ через фенокристалл и микролиты плагиоклаза (обр. 16/64)  
Условные обозначения см. на рис. 8

было выполнено два силикатных химических анализа мономинеральных проб плагиоклаза из начальной и конечной порций лавы (см. табл. 4).

Пироксен представлен, только моноклинной разновидью. По составу и оптическим свойствам он может быть отнесен к высококальциевым авгитам ( $2V = +56-60^\circ$ ;  $N_p = 1,698 \pm 0,006$ ). В первых порциях лавы некоторые кристаллы авгита окружены каймой пижонита. В последующих порциях изменений в составе пироксенов не наблюдается, за исключением повышенного содержания магния в каймах некоторых пироксенов (см. табл. 4). Размеры пироксена возрастают от 0,3 до 0,4 мм в ранних порциях, до 0,7–2,0 мм – в конечных. Оливин бесцветный и относится к хризолиту ( $2V = -86-88^\circ$ ;  $N_p = 1,680 \pm 0,006$ ). Его размеры варьируют от 0,3 до 1,0 мм. Показатели преломления и состав оливина определены А.В. Колосковым на приборе ПММ-1.

Амфибол ( $C : N_g = 10-12^\circ$ ,  $2V = -60-72^\circ$ ) встречается только в бомбах ранних выбросов и первой порции лавового потока в виде единичных

Таблица 5

## Оптические свойства оливина

№ образца	Ng	Содержание Fo, %
17/1	1,739	66
	1,744	68
16/64	1,726	74
	1,727	75

зерен размером до 0,3 мм. Он имеет желтовато-зеленоватый цвет и плеохроирует в желтых тонах.

Мелкие чешуйки биотита (до 0,2 мм) встречаются лишь в выбросах бомб из верхней воронки.

## Химизм продуктов извержения

Весь ювенильный материал извержения — лавовые потоки, бомбы, пеплы — по петрографическим и петрохимическим особенностям относятся к высокоглиноземистым базальтам с несколько повышенной щелочностью. Несмотря на резкие различия количественно-минерального состава, степени кристалличности, структур и текстур, химический состав пород в целом довольно постоянен (табл. 6)<sup>1</sup>. Незначительные отклонения концентрации  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  в третьей порции не выходят за пределы ошибок химического анализа, что, очевидно, не требует специальной статистической обработки результатов для доказательства их идентичности.

Изучение распределения ряда микроэлементов Rb, Li, Ba, Sr, Ni, Co, V<sup>2</sup> показало, что содержание их в продуктах извержения также практически не меняется (табл. 7), при этом отношения Ni/Co, V/Ni, K/Rb колеблются в узких пределах.

Содержания бериллия, бора и фтора<sup>3</sup> в твердых продуктах извержения и породах постройки вулкана определялись спектральным методом по известным методикам [Райхбаум и др., 1976]. Результаты определений приведены в табл. 8. Из данных таблицы следует, что содержания Be, B и F в отдельных группах пород изменялись несущественно. Значение коэффициентов вариации содержаний редко превышает 30%. Коэффициенты вариации для Be и F близки по величине и выше, чем для B. Небольшие вариации содержаний и небольшая асимметрия в их распределении (проверено построением гистограмм) позволили использовать среднее арифметическое для характеристики средних значений концентраций элементов в выборках. Данные таблицы показывают, что средние значения концентраций изученных элементов в последовательных порциях продуктов извержения не имеют резкого отличия. Сравнение содержаний F, B и Be (рис. 10) позволяет рассматривать изменение количества F и B в породах в процессе извержения как реально существующее явление, для Be приходится говорить только о тенденции к изменению. В связи с этим интересно отметить, что кривые, отражающие динамику изменения содержаний

<sup>1</sup> Полные химические анализы пород были выполнены в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР.

<sup>2</sup> Анализы микроэлементов были выполнены в Институте геохимии СО АН СССР им. А.П. Виноградова.

<sup>3</sup> Излагается по материалам совместной статьи автора и Л.Л. Петрова [Петров, Хренов, 1976].

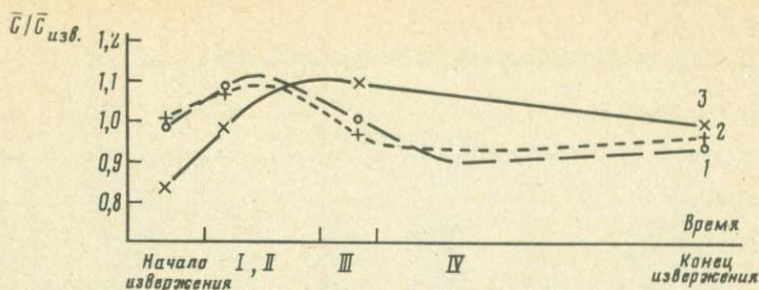


Рис. 10. Изменение величины относительных средних концентраций бериллия, бора и фтора в породах в ходе извержения вулкана Алаид

1 — бериллий; 2 — бор; 3 — фтор; I—IV — порции лавы

бериллия и бора (содержания для каждого элемента нормированы относительно среднего содержания данного элемента по породам извержения), дают практически одинаковую картину. Несколько иная кривая характеризует распределение количества фтора в породах за время извержения. Значительно более низкий уровень содержания фтора в первых базальтовых "выплесках", чем в лавовых потоках, объясняется нами дистилляцией верхних зон расплава в подводящем канале в период интенсивной взрывной деятельности вулкана. Для бериллия и бора этот эффект характерен, по-видимому, в меньшей мере.

На примере двух лавовых потоков (мощности потоков 6 и 3 м) исследовалось распределение содержания бериллия, бора и фтора в их вертикальных разрезах. Определенно установлено, что распределение не совсем равномерно и максимальные значения концентраций всех трех изученных элементов фиксируются в подошве потоков.

Интересным представляется высокое содержание фтора (0,29%) и бериллия (1,9 г/т) в пробе базальта, отобранной в пластической лаве (обр. П-27, в выборку для расчетов среднего не включался). Удовлетворительного объяснения указанному факту пока не найдено. Этот вопрос — отбор проб в пластичных лавах и их геохимическая характеристика — требует специального изучения.

Анализ на бериллий и фтор двух проб пепла изученного извержения дал соответственно следующие результаты: пепел за 1 июля (проба А-1) — 0,45 и 340 г/т; пепел за 2 июля (проба А-3) — 0,6 и 1100 г/т. Эти данные интересны в нескольких аспектах. Во-первых, они свидетельствуют о пульсационном характере изменения содержания фтора в взрывных газах. Во-вторых, фиксируют высокое содержание фтора в взрывных газах данного извержения. В-третьих, подтверждают мнение об информативности пеплов в отношении изучения режима летучих в взрывной период извержения (см. табл. 8).

Побочное извержение вулкана Алаид в 1972 г. продолжалось 85 суток. По характеру деятельности извержение делилось на три этапа.

Первый этап — взрывной, вулканического типа, длительностью 4 суток. Из шести взрывных воронок происходили мощные взрывы, носившие характер продувок. Эруптивное облако, нагруженное пеплом и бомбами, достигало высоты 8 км. Объем выброшенного ювенильного материала составил более 0,1 км<sup>3</sup>, резургентного — порядка 20 млн.м<sup>3</sup>.

Второй этап — взрывно-эффузивный, стромболианского типа, длился 25 суток. В начальную стадию этого этапа происходили взрывы с фонтанированием лавы на высоту до 200 м, излились первые две

Таблица 6

Химический состав пород Олимпийского Прорыва (извержение вулкана Алайд в 1972 г.)

Окислы	Номера образцов						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	50,74	50,40	49,22	50,12	50,52	50,38	49,96
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,83	0,84	1,01	0,97	0,96	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,40	18,16	17,34	18,58	18,46	18,65	17,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,60	4,52	4,29	4,36	2,89	4,23	3,74
FeO	6,65	6,20	8,51	5,96	7,33	6,86	6,86
MnO	0,23	0,21	0,22	0,21	0,23	0,20	0,20
MgO	4,10	4,63	4,24	4,54	4,25	4,43	4,29
CaO	9,36	8,42	9,54	9,26	9,78	9,30	10,10
Na <sub>2</sub> O	3,39	3,27	3,33	3,29	3,30	3,40	3,42
K <sub>2</sub> O	1,92	1,93	1,83	1,84	1,92	1,82	1,94
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	0,38	0,30	0,06	0,20	0,14	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,05	0,20	0,26	0,09	0,06	—	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,42	0,43	0,41	0,37	0,26	0,38
CO <sub>2</sub>	—	—	—	0,16	—	—	—
Сумма	100,11	99,57	100,23	99,89	100,26	100,53	99,56

Примечание. 1—3 (18/72, 18/72А, 25/77) — базальты I взрывной воронки; 4—7 (15/41, 15/42, 25/81, 25/78) — базальты II взрывной воронки; 8 (372) — базальт I порции лавового потока; 9—10 (26/80, 26/81) — базальт II порции лавового потока; 11—14 — (26/82, 26/83, 26/84-1, 26/86) — базальты, вертикальный разрез III порции лавового потока; 15—18 (26/88, 26/94, 17/1, 17/67) — базальты IV порции лавового потока; 19 (5—17) — базальт лавового по-

Таблица 6 (окончание)

Окислы	Номера образцов						
	17	18	19	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	49,22	49,34	49,26	49,34	49,52	49,48	50,56
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,01	1,020	1,01	1,05	1,00	1,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,35	18,92	18,01	18,67	18,31	18,39	17,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,26	3,64	4,14	4,87	4,44	4,09	3,45
FeO	6,26	6,52	6,40	5,89	6,18	6,28	5,88
MnO	0,21	0,21	0,21	0,23	0,23	0,21	0,20
MgO	4,84	5,02	5,01	4,73	4,86	4,87	6,17
CaO	9,73	9,63	9,61	9,45	9,36	9,46	9,79
Na <sub>2</sub> O	3,27	3,13	3,27	3,25	3,25	3,22	2,46
K <sub>2</sub> O	1,75	1,72	1,80	1,81	1,68	1,82	1,76
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,04	0,20	0,06	0,12	0,06	0,35
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,04	0,12	—	0,09	—	0,08	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,28	0,29	0,29	0,38	0,41	0,06
CO <sub>2</sub>	—	—	—	0,12	0,10	0,08	—
Сумма	99,40	99,65	99,40	99,81	99,48	99,45	99,54

Номера образцов

Номера образцов								
8	9	10	11	12	13	14	15	16
48,96	49,56	49,50	48,74	48,84	48,74	48,50	49,38	48,14
1,08	1,03	1,01	0,70	0,76	0,76	1,05	1,09	1,05
18,46	18,86	18,92	18,00	17,62	17,30	18,07	18,22	18,22
3,91	4,12	3,57	7,00	6,37	6,24	5,47	5,40	7,12
6,61	6,36	6,78	4,65	4,94	6,32	6,32	5,46	5,29
0,21	0,21	0,21	0,20	0,19	0,20	0,24	0,20	0,24
4,88	5,16	5,03	4,73	4,55	4,47	4,69	4,67	4,56
9,74	9,57	9,75	10,48	10,48	10,42	9,42	9,60	9,42
3,27	3,19	3,04	3,46	3,37	3,41	3,28	3,40	3,27
1,75	1,76	1,72	1,78	1,70	1,63	1,77	1,73	1,73
0,20	—	0,06	0,20	0,28	0,42	0,36	0,14	0,48
0,08	0,15	0,14	0,09	0,07	0,24	—	—	—
0,27	0,38	0,29	0,40	0,31	0,33	0,45	0,39	0,44
—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,43	100,35	100,02	100,43	99,48	100,48	99,62	99,68	99,96

тока южной бокки; 20 (2/1) — бомбы шлакового конуса, ранние выбросы (03.VIII.72г.); 21 (3—5) — бомбы шлакового конуса, последующие выбросы; 22 (17/60) — бомбы шлакового конуса конца II этапа извержения, 23 — базальт вулкана Алайд (средний анализ) — коллекция Г.С. Горшкова; в скобках даны номера образцов.

порции главного лавового потока. Вторая стадия характеризовалась формированием и работой бокк на южном склоне шлакового конуса и излиянием третьей и более газонасыщенной высокотемпературной порции лавы. Объем извергнутых продуктов составил: пирокластики — 30 млн.м<sup>3</sup>, лавы — 20 млн.м<sup>3</sup>.

Третий этап — эффузивный, продолжался 56 суток. За этот период прекратилась эксплозивная активность извержения. Дегазация осуществлялась непосредственно с поверхности последней, четвертой порции лавового потока, объем которой составил 15 млн.м<sup>3</sup>.

Общий объем главного лавового потока составил 45 ± 5 млн.м<sup>3</sup>. Суммарный объем выброшенного и излившегося в течение всего извержения ювенильного материала составил более 0,2 км<sup>3</sup>, общим весом 380 млн.т (см. табл. 1). Тепловая энергия извержения равна примерно 130 млрд. квт/час.

Согласно установленной последовательности поступления расплава на поверхность, в ходе извержения количественно-минеральный состав базальтов, структура и текстура пород заметно менялись.

Анализ образцов (см. рис. 6) показал дискретный характер распределения количества минералов-вкрапленников в породах на разных этапах извержения. От этапа к этапу наблюдался синхронный рост содержания плагиоклаза и темноцветных минералов.

Рост кристалличности происходил вследствие увеличения количества

Таблица 7

Содержание микроэлементов в продуктах извержения вулкана Алаид в 1972 г.

Микроэлементы	Номера образцов, место взятия						Среднее для постройки вулкана
	15/42	18/72	12/32	16/58	16/60	16/66	
	"Восьмерка"	I взрывная воронка	Лавовый поток южной бокки	Главный лавовый поток			
Na	2,25	2,45	2,25	2,12	2,37	2,21	2,20
K	1,25	1,55	1,42	1,27	1,50	1,35	1,45
Rb	25	36	30	30	32	33	31
Li	6,2	8,4	8,0	7,0	7,2	9,3	7,1
Be	0,95	1,0	0,85	0,85	0,85	0,80	0,80
Ni	13	10	12	12	12	15	19,6
Co	28	29	32	28	28	29	32,4
V	320	300	400	360	390	400	360
Ba	480	—	530	500	460	590	—
Sr	600	—	710	720	580	560	—
Ni/Co	0,46	0,35	0,37	0,42	0,42	0,52	0,6
K/Rb	500	427	473	431	466	409	468
V/Ni	24,6	30,0	33,3	30,0	32,5	26,7	18,5

Примечание. Содержание Na и K — вес. %, остальные элементы — г/т.

Таблица 8

Содержание бериллия, фтора и бора в базальтах вулкана Алаид, г/м

Порода	Бериллий			n
	$\bar{c}$	S	V	
	$c_{\min} - c_{\max}$			
Прорыв Олимпийский				
Бомбы начала извержения	$\frac{0,85}{0,6-1,1}$	0,179	21,0	10
Лавы I и II порций	$\frac{0,93}{0,5-1,65}$	0,301	32,4	11
Лавы III порции	$\frac{0,87}{0,55-1,9}$	0,327	37,6	16
Лавы IV порции	$\frac{0,82}{0,45-1,6}$	0,241	29,4	21
Базальты Прорыва в целом	$\frac{0,86}{0,45-1,9}$	0,266	31,0	58
Базальты более ранних извержений	$\frac{0,76}{0,2-1,2}$	0,208	27,4	26
Базальты вулкана Алаид в целом	$\frac{0,83}{0,2-1,9}$	0,258	30,4	84

Примечание.  $\bar{c}$  — среднее арифметическое,  $c_{\min} - c_{\max}$  — пределы колебаний, S — оценка стандартного отклонения, V, % — коэффициент вариации содержаний, n — число проб. Для бериллия и фтора число проанализированных проб одинаково.

и размеров вкрапленников, главным образом плагиоклаза. В первых порциях лавы наблюдались в основном микролиты, в последних — крупные вкрапленники плагиоклаза. Соответственно афирровая структура пород сменялась серийно-порфировой, а затем порфировой, при этом увеличивалось количество вулканического стекла основной массы.

Несмотря на почти десятикратное изменение содержаний вкрапленников в крайних по времени порциях лавы, химический состав пород оставался практически постоянным (см. рис. 6). Это, вероятно, указывало на отсутствие сколь-либо существенного перераспределения фенокристаллов в магматической колонне.

Корродированные кристаллы плагиоклаза всегда были более натровыми, чем некорродированные, как для начальных, так и для конечных порций лавы. Количество корродированных вкрапленников в продуктах извержения было постоянно и не превышало 2–5%.

Состав некорродированных зональных вкрапленников плагиоклаза менялся от анортита в ядрах до лабрадора в краевых частях и микролитах. Зональность, как правило, прямая, в первых порциях — осциллярная.

Различий в составе оливина и клинопироксена начальных и конечных порций лав не было обнаружено.

Кристаллизация амфибола и биотита в верхней части магматической колонны (первые порции), возможно, была связана с повышением активности калия и воды при высоком парциальном давлении последней.

В различных по текстуре продуктах извержения (пористых, малопористых, плотных) содержание бора и бериллия было одинаково. Для фтора намечалась тенденция к росту его количества с уменьшением пористости пород.

Порода	Фтор			n	Бор		
	$\bar{c}$	S	V		$\bar{c}$	S	V
	$c_{\min} - c_{\max}$				$c_{\min} - c_{\max}$		
Прорыв Олимпийский							
Бомбы начала извержения	$\frac{452}{340-570}$	76,3	17,0	6	$\frac{35,5}{30-40}$	3,4	9,6
Лавы I и II порций	$\frac{531}{300-720}$	129,8	24,4	9	$\frac{38,1}{35-41}$	2,2	5,8
Лавы III порции	$\frac{590}{400-900}$	132	22,4	10	$\frac{34,4}{23-43}$	5,54	16,1
Лавы IV порции	$\frac{541}{300-940}$	176	32,5	13	$\frac{34,3}{30-41}$	3,2	9,3
Базальты Прорыва в целом	$\frac{538}{300-940}$	146	27,2	38	$\frac{35,4}{23-43}$	3,98	11,3
Базальты более ранних извержений	$\frac{560}{230-1100}$	214,5	38,3	12	$\frac{28,3}{15-38}$	6,64	23,5
Базальты вулкана Алаид в целом	$\frac{544}{230-1100}$	169,3	31,1	50	$\frac{33,7}{15-43}$	5,6	16,6

Динамика извержения

Вулкан Тятя расположен на юге Курильской островной дуги в северной части о. Кунашир. Его постройка типа Сомма-Везувий возвышается над уровнем моря на 1882 м. Небольшие шлаковые конусы предыдущих побочных извержений сосредоточены главным образом на северном и южном склонах вулкана. Последнее извержение с выбросом пирокластического материала и излиянием лавового потока через вершинный кратер наблюдалось в 1812 г. [Горшков, 1967].

Новая активизация вулканической деятельности началась 14 июля 1973 г. серией мощных взрывов и газовых продувок из жерл, прорвавшихся на северном и юго-восточном склонах древней постройки, в пределах высот 450–500 м над уровнем моря (рис. 11). Это побочное извержение, длившееся 14 суток, разделяется нами на два этапа (табл. 9).

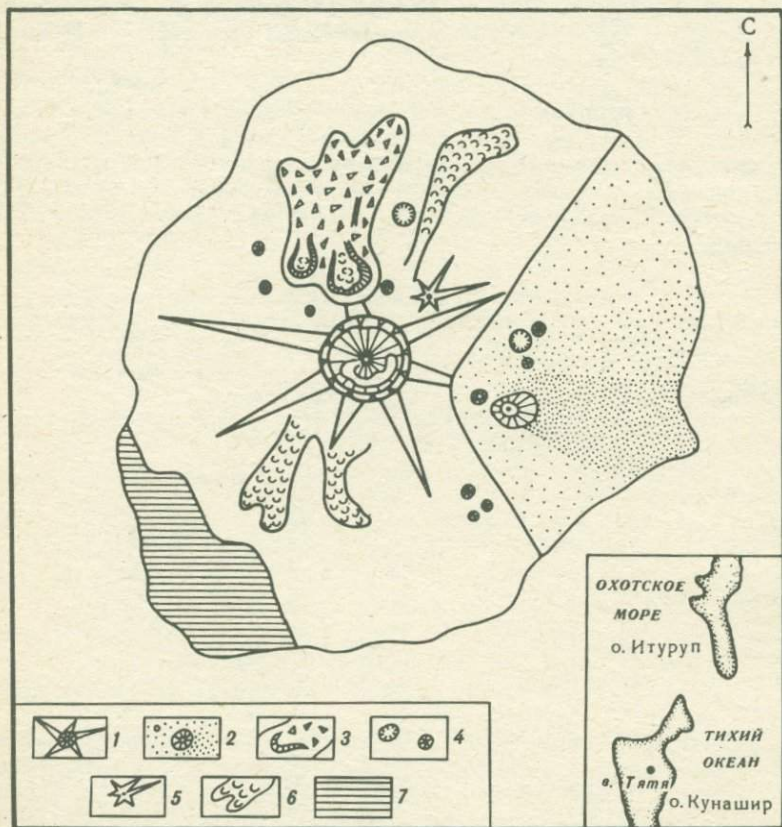


Рис. 11. Схема строения вулкана Тятя

1 — голоценовый стратовулкан Тятя; 2 — ореол распространения пепла от юго-восточной группы побочных кратеров 1879 г.; 3 — отложения резургентного материала северной группы побочных кратеров 1973 г.; 4 — древние эксплозивные воронки и шлаковые конусы; 5 — стратовулкан плейстоценового возраста; 6 — древние лавовые потоки; 7 — породы неогенового фундамента (ловцовская свита)

Таблица 9

Характеристика побочного извержения вулкана Тятя (14–28 июля 1973 г.)

Характеристика		I этап		II этап (юго-восток)	Сумма
		Север	Юго-восток		
Продолжительность, сутки		1	12	3	16
Тип извержения		Вулканский	Вулканский	Стромболинский	—
Продукты		Резургентный пепел и бомбы	Ювенильные базальтовые пепел, шлак и бомбы	Базальтовые бомбы	—
Геологический эффект <sup>1</sup>	Объем материала, млн.м <sup>3</sup>	50	200	—	250
	Вес, млн.т	60	240	—	300
	Средний расход, млн.т/сут.	—	—	—	35
Коэффициент эксплозивности,		100	100	около 100	
Тепловая энергия, млрд. квт/час		20,4	81,6	—	102
Средняя мощность, млн.квт.		—	—	—	300

<sup>1</sup> Практически весь извергнутый материал представлен тефрой ( $K = 100\%$ ); незначительное количество лавы на II этапе извержения кратера Отважный в расчет не принимается.

Первый этап — эксплозивное извержение вулканского типа, длительность с 14 по 26 июля.

На северном склоне вулкана извержение продолжалось всего одни сутки. Здесь образовались две эруптивные трещины субмеридионального и северо-восточного простирания длиной до 500 м, шириной — 100–150 м, глубиной — от 5 до 60 м. На трещинах цепочками располагались кратеры-воронки (рис. 12). Деятельность кратеров была чисто эксплозивной и выражалась мощными газовыми выбросами с большим количеством раскаленного резургентного материала. Плотная масса его поднималась на высоту 0,8–1,2 км, эруптивное облако с небольшой примесью пепла достигало высоты 5–6 км [Кирсанов и др., 1975]. Обломочный материал вокруг мааров образовал насыпные валы высотой 50–70 м. Размеры обломков изменялись от 0,2 до 2,0 м в диаметре. Пепел отмечался в очень незначительном количестве. На расстоянии 0,5–1,0 км от активных центров лес был сильно обожжен, а в 1,5–3,0 км — ободран и побит каменным материалом (рис. 13). Отдельные обломки резургентного материала врезались в стволы деревьев, обуглили и местами подожгли их<sup>1</sup>. Ювенильный материал в виде бомб размером до 20 см встречался лишь изредка и только вблизи кратеров. Практически все твердые продукты извержения северных кратеров представлены резургентным материалом. Его объем составил 0,05 км<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> Из-за столь высокой температуры некоторые исследователи ошибочно приняли этот материал за ювенильный.

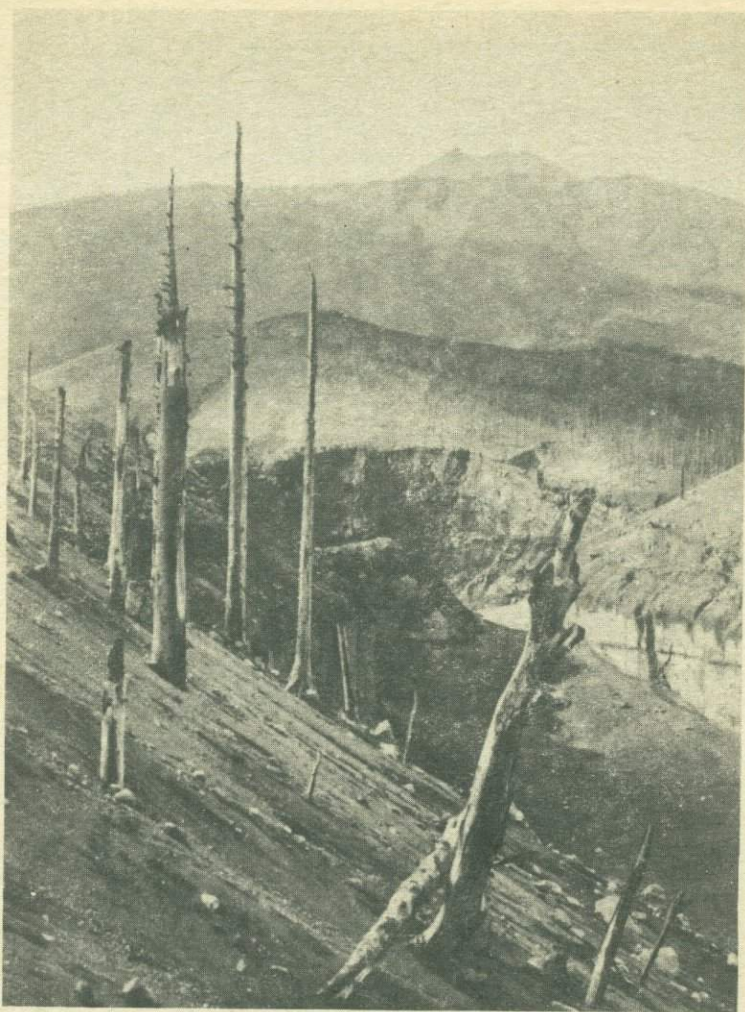


Рис. 12. Эксплозивный кратер на северном склоне вулкана (фото автора)

На юго-восточном склоне Тяти извержение происходило также из двух эруптивных центров, расположенных на трещине юго-юго-восточного направления длиной около 600 м.

Верхний кратер (Пограничник<sup>1</sup>) находился в активной стадии недолго. После окончания деятельности он имел диаметр 50 м, глубину — 10 м и был обрамлен насыпным валом высотой 10 м.

В кратере Отважный в течение 12 дней отмечались сильные и очень частые взрывы типа продувок. При этом нагруженное бомбами и пеплом эруптивное облако образовывало столб высотой до 8 км, который почти непрерывно пронизывался молниями. Интенсивность извержения в те-

<sup>1</sup>Новые названия на вулкане Тятя взяты из статьи Е.К. Мархина и др. [1974].

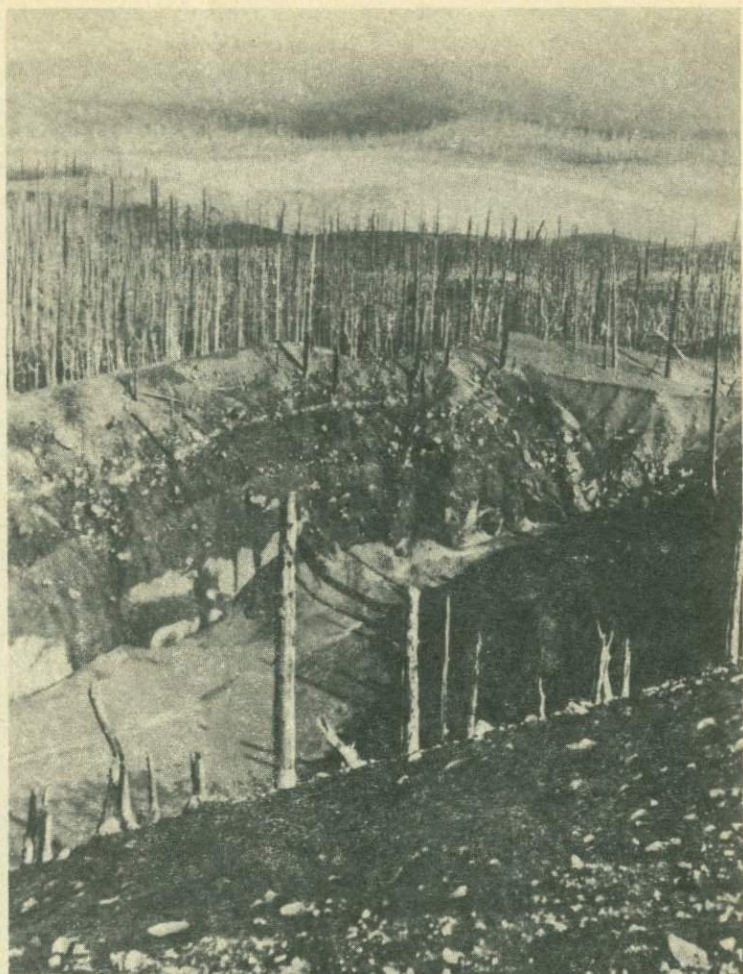


Рис. 13. Эруптивные центры и зона уничтожения взрывом леса на северном склоне вулкана (фото автора)

чение всего I этапа оставалась на одном уровне [Мархинин и др., 1974; Хренов, 1976]. Скорость истечения летучих составляла в среднем 150 м/сек [Штейнберг, Бабенко, 1976].

Продукты извержения юго-восточных кратеров на I этапе представлены в основном ювенильными пеплами, шлаками и бомбами базальтового состава. Пепловый шлейф протягивался на сотни километров от вулкана. Пирокластический материал сплошным плащом покрыл юго-восточный сектор вулкана и образовал вокруг кратера Отважный насыпной вал высотой до 150 м. Лес на расстоянии 1 км от кратера ободран и побит шлаком, однако следы обжига древесины не видны.

К концу I этапа кратер имел диаметр 350 м, глубину — 60 м. Объем выброшенного материала составил 200 млн.м<sup>3</sup>. Общий объем продуктов

извержения северных и юго-восточных кратеров на первом этапе — 250 млн.м<sup>3</sup>.

В т о р о й э т а п — извержение стромболианского типа, продолжалось всего три дня с 26 по 28 июля. Динамика извержения резко изменилась. В кратере Отважный из двух мигрирующих жерл происходило слабое фонтанирование лавы на высоту 150—200 м над кромкой кратера. Такой режим извержения сохранился на протяжении двух суток. К концу дня 27 июля поступление материала стало постепенно ослабевать и 28 июля извержение полностью прекратилось. К концу извержения дно кратера было покрыто застывшей лавой с характерными концентрическими трещинами проседания.

### Общая характеристика твердых вулканических продуктов извержения вулкана Тятя в 1973 г.

Твердые вулканические продукты извержения представлены базальтовыми пеплами, шлаками и бомбами.

П е п л ы. Основной объем выброшенного ювенильного материала приходится на пеплы и шлаки. В 500—800 м от конуса Отважный мощность отложений шлака и пепла достигала 3 м. На восточном берегу о. Кунашир в 5 км от эруптивного центра выпал слой пепла от 40 до 80 см, а в 6 км к юго-западу — 13 см. В пеплах преобладает вулканическое стекло бурого и черного цвета (показатель преломления  $1,561 \pm 0,002$ ) с единичными зернами плагиоклаза, пироксена, оливина и магнетита. Изверженный пирокластический материал при беглом рассмотрении кажется однородным, более детальное изучение позволило Е.Ф. Малееву [1975] разделить весь горизонт пепловых отложений на четыре пачки (сверху вниз).

1. Среднеобломочный материал с примесью обломков пород фундамента вулкана, вероятно пород Кунаширской свиты.

2. Мелкий тонкослоистый материал без видимой примеси обломков пород фундамента.

3. Более грубообломочный, псефитовый и псаммитовый материал без заметной примеси обломков пород фундамента.

4. Среднеобломочный материал с примесью обломков пород фундамента, вероятно Ловцовской свиты.

Б о м б ы и ш л а к и. Насыпной вал вокруг кратера Отважный сложен слабопористым шлаком различного размера — от мелких лапилли до бомб диаметром около 1 м. В 500—800 м от конуса куски шлака достигали 10 см в поперечнике, в 5 км — 5—8 см. Большинство бомб имело поверхность типа "хлебной корки" с видимой корочкой закаливания толщиной 1,5—2,0 см и постепенным увеличением пористости к центральной части. В единичных случаях встречались фигурные бомбы размером до 1,5 м, на поверхности которых были хорошо видны следы выжимания в виде длинной штриховки. У подножия насыпного вала отмечались бомбы "обволакивания" с ксеногенным ядром пемзовидного материала.

Продукты извержения северных кратеров представлены главным образом, грубообломочным резургентным материалом и незначительным количеством ювенильных бомб.

**Петрографическая характеристика лав  
побочного извержения вулкана Тятя**

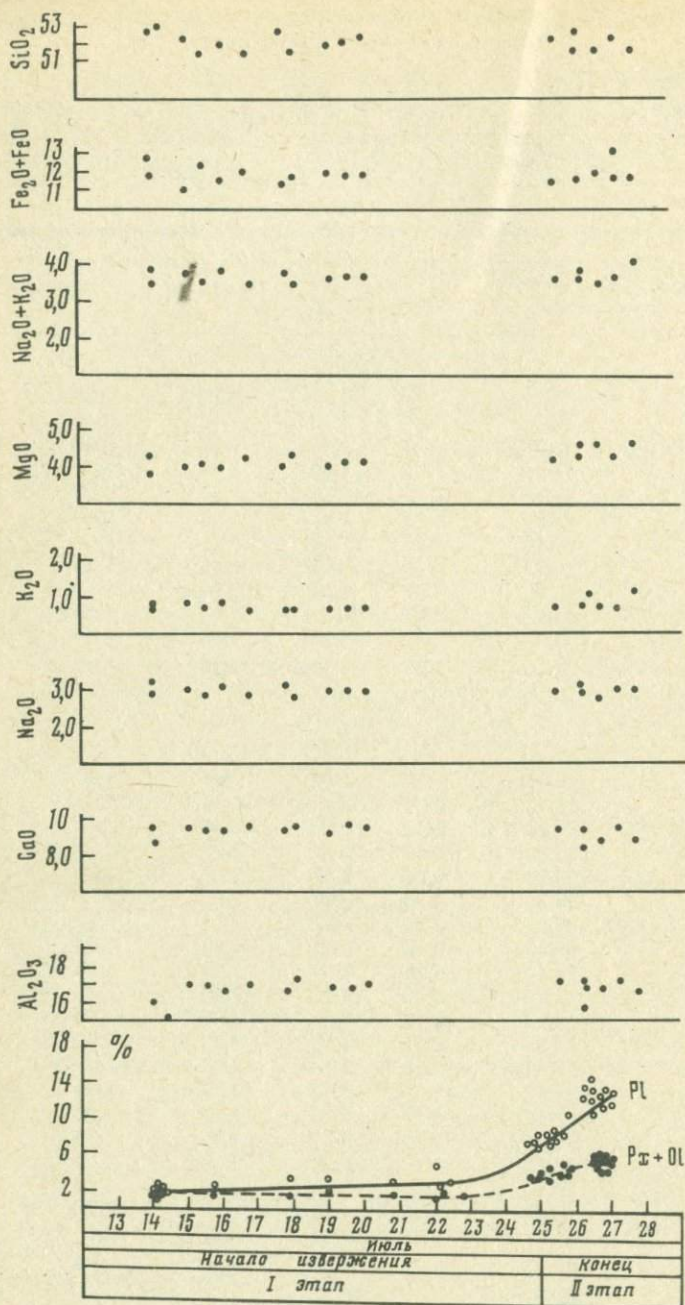
Первый ювенильный материал извержения — бомбы из северных взрывных воронок — представлен базальтами, для которых характерны афировые структуры и мелкопузыристые текстуры. Основная масса гиалопилитовой структуры, составляющая в среднем 96% породы, сло-

Таблица 10

Количественно-минеральный состав бомб побочного извержения вулкана Тятя, об.%

№ образца	Основная масса	Плагиоклаз		Пироксен	Оливин	Рудный
		I	II			
I этап:						
42/216	96,20	1,00	0,20	1,20	0,30	1,20
42/212	96,10	1,20	0,20	1,10	0,40	1,00
42/212/1	95,00	1,50	1,50	1,30	0,90	0,80
42/213	94,20	1,80	1,80	1,20	1,00	—
42/214	93,70	1,70	1,60	1,70	0,30	1,00
42/216	92,60	2,20	1,80	1,60	0,50	1,30
42/218	93,10	2,00	1,00	0,90	1,00	2,00
42/211	93,40	2,40	0,90	0,90	1,30	1,10
41/208	94,60	2,50	1,20	0,90	0,70	0,10
43/241	93,20	2,10	2,30	1,10	1,10	0,40
43/242	94,80	2,00	1,20	1,40	0,30	0,30
Среднее	94,30	1,80	1,20	1,20	0,70	0,80
Общее	94,30	3,00		1,90		0,80
II этап:						
41/205	90,50	4,60	1,70	1,80	1,00	0,40
41/204	89,20	7,30	0,50	1,30	1,10	0,60
41/203	87,90	6,10	2,10	2,10	1,20	0,60
41/202	88,30	5,60	2,10	2,00	2,00	1,00
41/201	83,20	6,80	3,10	2,40	3,10	1,40
40/200	83,30	8,20	2,40	2,50	2,30	1,30
40/201	83,70	8,80	3,20	2,10	1,70	1,20
43/230	85,50	7,40	2,60	2,00	1,30	1,20
43/231	85,40	8,20	2,40	2,10	1,10	0,80
43/232	82,80	8,40	3,60	2,40	1,70	1,10
43/233	82,00	9,10	4,20	2,40	1,70	0,60
43/235	81,40	8,20	5,10	2,60	2,00	0,70
41/209	81,90	10,00	3,20	2,30	1,40	1,20
43/236	80,10	11,20	4,10	2,20	1,60	0,80
43/237	80,50	10,30	4,10	2,10	2,30	0,70
43/238	79,30	10,40	5,10	2,40	2,10	0,60
43/239	80,10	9,70	4,00	2,30	2,00	1,90
43/240	79,70	9,00	5,00	2,70	2,40	1,30
43/243	78,60	10,30	4,80	2,30	2,70	1,30
44/250	78,60	10,70	5,20	2,40	2,00	1,10
Среднее	80,20	9,80	4,80	2,30	2,00	0,90
Общее	80,20	14,60		4,70		0,90

Примечание. Плагиоклаз-I — вкрапленники (субфенокристаллы первой генерации); плагиоклаз-II — вкрапленники (фенокристаллы второй генерации).



○ 1    ● 2

Рис. 14. Вариации количественно-минералогического и химического состава пород в ходе побочного извержения вулкана Тятя

В крапленники: 1 — плагиоклаза; 2 — темноцветных минералов



Рис. 15. Распределение линейных размеров вкрапленников плагиоклаза в продуктах извержения вулкана Тятя

I — взрывная воронка северного сектора; II — бомбы кратера Отважный, начало извержения; III — бомбы кратера Отважный, конец извержения.  $n$  — количество зерен плагиоклаза,  $l$  — длина,  $d$  — ширина. На оси абсцисс цена 1 деления 0,16 мм

жена стеклом с кристаллами, в котором наблюдаются микролиты и мелкие кристаллы плагиоклаза, пироксена, оливина, магнетита и единичные зерна роговой обманки.

Ювенильный материал кратера Отважный представлен в первых порциях шлаком и пеплом, а в дальнейшем и бомбами базальтового состава.

Изменение количественно-минерального состава пород в ходе извержения побочных кратеров вулкана Тятя сходно с таковыми для Олимпийского Прорыва вулкана Алаид, хотя и менее выражено. Количественно-минеральный подсчет площадей плагиоклаза, оливина и клинопироксена в базальтах вулкана Тятя произведен в 31 шлифе на интеграторе МИУ-1, результаты подсчета сведены в табл. 10. Суммарное содержание вкрапленников изменяется от 2—4% в первые дни извержения до 15—18% — в последние.

Возрастание количества вкрапленников, так же как на Олимпийском Прорыве, происходит в ходе извержения неравномерно. Темп накопления кристаллической фазы в I этапе извержения составляет 0,15—0,30%, в сутки, а в течение II этапа возрастает до 2—3% в сутки. При этом афировые структуры базальтов I этапа (бомбы) сменяются серийно-порфиоровыми в базальтах II этапа (слабопористые бомбы и лава прижерловой фации). Структура основной массы в корке бомб, как правило, гиалопилитовая, в центральной части — интерсертальная. Вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, магнетитом.

Количество и размеры порфиоровых выделений плагиоклаза, клинопироксена и оливина по мере поступления на поверхность меняются синхронно (рис. 14). Так, содержание плагиоклаза увеличивается от 2—3% в базальтах первого дня извержения до 13—15% в базальтах последнего дня извержения; клинопироксена соответственно от 1,0 до 2,5%; оливина — от 0,7 до 2%.

Преобладающим минералом в породах побочного прорыва вулкана, как и на Олимпийском Прорыве, является плагиоклаз. Распределение его линейных размеров по порциям показано на рис. 15. На гистограмме видно, что общее увеличение кристаллической фазы в породе происходит как вследствие возрастания размеров вкрапленников плагиоклаза, так и

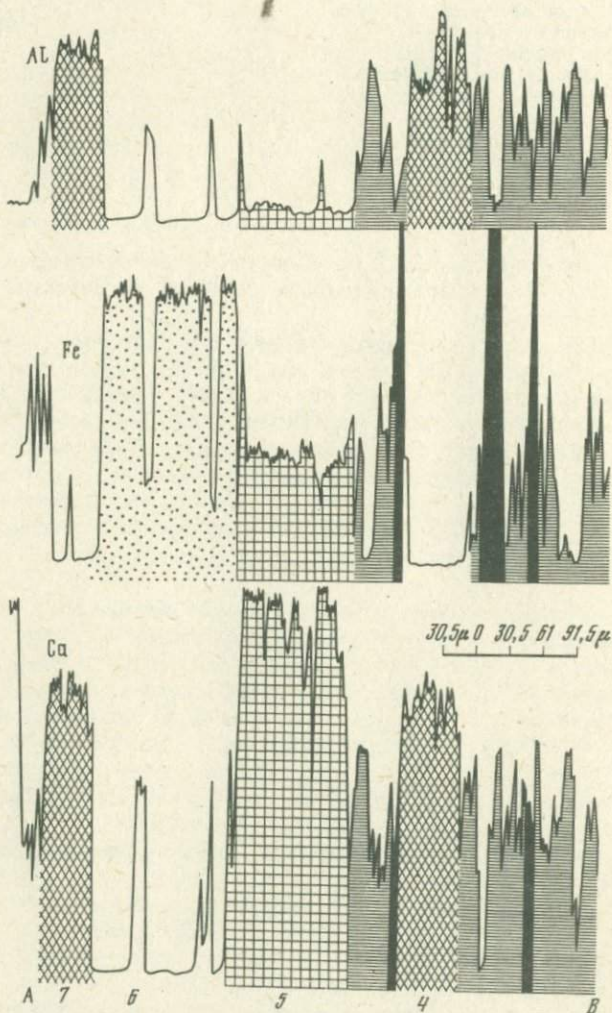
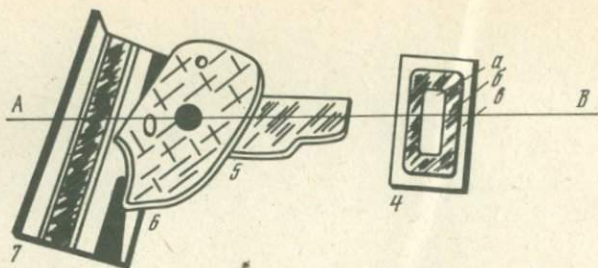


Рис. 16. Профиль АВ через зональный плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин, фенокристалл плагиоклаза (об. 42/211)  
Условные обозначения см. на рис. 8

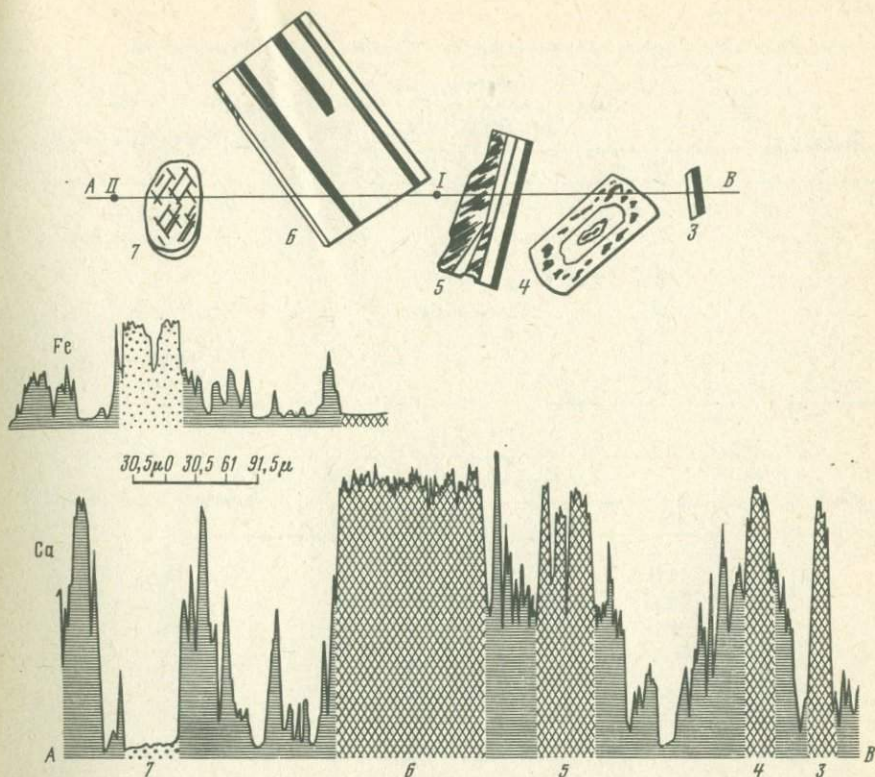


Рис. 17. Профиль АВ через оливин, фенокристалл плагиоклаза, корродированный вкрапленник плагиоклаза, зональный плагиоклаз и микролит плагиоклаза (обр. 42/16)

Условные обозначения см. на рис. 8

их количества. Преобладающими среди плагиоклаза являются кристаллы с осциллярной зональностью. Определение их состава проводилось оптическим методом с помощью столика Федорова и на микроанализаторе MS-46. Сравнение определения состава плагиоклаза оптическими методами и на микрозонде показывает хорошую их сходимость. Определения под микроскопом показали, что состав ядер плагиоклаза в ранних порциях базальтов несколько более кальциевый, чем в последних ( $An_{73-87}$  против  $An_{75-76}$ ), для краевых зон микролитов соответственно —  $An_{73-78}$  и  $An_{68-72}$ . Среди незональных кристаллов часто встречаются корродированные, которые резко отличаются от некорродированных обилием включений стекла и более натровым составом ( $An_{65-70}$ ). Количество таких кристаллов невелико и не меняется в ходе извержения.

На рис. 16 и 17 показаны концентрированные профили, пройденные зондом в прозрачных шлифах, изготовленных из начальной и конечной бомб извержения. Результаты количественных расчетов приведены в табл. 11 и 12.

Пироксен в породах представлен только моноклинным. По составу и оптическим свойствам он относится к авгиту ( $2V = 55-60^\circ$ ,  $N_p = 1,680 \pm 0,006$ ). Изменений состава пироксена в ходе извержения не обнаружено

Таблица 11

Качественный и количественный анализы породообразующих минералов

## Плаггиоклаз:

№ образца	Элементы, ат. %			Расчетное содержание An, %
	Ca	Na	Al	
1	9,45	2,0	15,0	73, Микролит
2	12,0	0,9	17,2	88, Фенокристалл
4	10,1	1,9	16,5	—
4	9,9	1,8	15,8	76, (б)
4	9,1	2,0	15,0	72, Край (в)
7	10,3	1,5	16,4	79, Фенокристалл
7	9,5	2,0	15,7	78, Микролит
7	9,5	2,0	15,5	73, То же

## Пироксен:

№ образца	Элементы, ат. %				Расчетное содержание, %
	Ca	Mg	Fe	Al	
3	13,5	11,3	7,3	1,3	Ca <sub>3,6</sub> Mg <sub>5,0</sub> Fe <sub>1,4</sub>
5	13,8	11,3	7,1	1,1	Ca <sub>3,7</sub> Mg <sub>5,0</sub> Fe <sub>1,3</sub>
5	14,0	9,6	8,8	1,9	Ca <sub>3,8</sub> Mg <sub>4,4</sub> Fe <sub>1,8</sub>

## Оливин:

№ образца	Элементы, ат. %		Расчетное содержание, %
	Mg	Fe	
6	16,1	20,6	Диопсид Mg <sub>6,5</sub> Fe <sub>3,5</sub>
6	25,6	18,9	Оливин Mg <sub>7,6</sub> Fe <sub>2,4</sub>

Таблица 12

Качественный и количественный анализы породообразующих минералов

## Плаггиоклаз:

№ образца	Элементы, ат. %		Расчетное содержание An, %
	Na	Ca	
2	9,8	2,5	69, Микролит
3	9,8	2,6	68, То же
4	9,8	2,2	72, Край
5	9,7	2,4	71, Корродированный кристалл
6	10,1	2,2	73, Край
6	11,4	1,2	85, Ядро

Таблица 12 (окончание)

## Пироксен:

№ образца	Элементы, ат. %				Расчетное содержание, %
	Ca	Mg	Fe	Al	
11	13,4	9,4	6,7	2,63	Ca <sub>4,0</sub> Mg <sub>4,6</sub> Fe <sub>1,4</sub> (a)
11	10,3	13,8	7,15	0,84	Ca <sub>2,7</sub> Mg <sub>6,0</sub> Fe <sub>1,3</sub> (б)
12	14,5	10,7	6,7	0,52	Ca <sub>3,9</sub> Mg <sub>4,8</sub> Fe <sub>1,3</sub>

## Оливин:

№ образца	Элементы, ат. %			Расчетное содержание, %
	Ca	Mg	Fe	
8	—	12,1	18,4	Оливин Mg <sub>6,0</sub> Fe <sub>4,0</sub>
8	—	20,2	16,3	Диопсид Mg <sub>7,4</sub> Fe <sub>2,6</sub>
8	14,1	14,1	19,9	Оливин Mg <sub>6,2</sub> Fe <sub>3,8</sub>
8		23,6	17,5	Диопсид Mg <sub>7,6</sub> Fe <sub>2,4</sub>

## Основная масса (стекло):

№ образца	Элементы, ат. %			Содержание стекла, %
	Ca	Mg	Fe	
I	4,6	—	3,7	7,4
II	4,3	3,6	8,2	7,2

Таблица 13

## Содержание вулканического стекла в бомбах извержения вулкана Тятя

№ образца	Содержание стекла, %	Место взятия, плотность породы
		Северные взрывные воронки:
42/211	62	плотные породы
42/213	60	То же
42/216	60	"
		Бомба:
41/205	80	плотная
41/203	84	пористая
41/202	82	плотная
41/201	80	то же
41/209	86	"
43/240	82	"

Примечание. Подсчет произведен на УРС-50 ИМ

(см. табл. 11, 12). В бомбах начальной стадии извержения у некоторых пироксенов отмечается зональность типа "песочных часов". Размеры кристаллов пироксена в ходе извержения изменяются от 1,0 до 0,8 мм.

Оливин в шлифах прозрачен и бесцветен. По составу он занимает промежуточное положение между форстеритовой и хризолитовой группами ( $Ng - Np = 0,036$ ,  $2V = 90^\circ$ ). Содержание стекла в бомбах приведено в табл. 13.

#### Химизм продуктов извержения

Все твердые вулканические продукты извержения 1973 г. представлены высокоглиноземистыми базальтами с умеренным количеством щелочей, обычными для вулкана Тятя. Несмотря на резкое увеличение степени кристалличности в бомбах последней стадии извержения (см. рис. 14), начальные и конечные продукты извержения по химическому составу практически тождественны (табл. 14) и не превышают ошибки химического анализа.

Изучение распределения ряда микроэлементов Ni, Co, Ba, Sr, Li, V, Be, F, B показало, что содержание их в продуктах извержения практически не меняется. Концентрации указанных элементов обычны для умеренно-щелочных базальтов островных дуг (табл. 15). Состав и количество флюидной фазы, полученные в базальтах современных извержений (Алаид, Тятя), не отличаются от типичных для островодужных базальтов [Летников и др., 1978]. Состав флюидной фазы представлен в таблицах 16 и 17.

Таким образом, извержение вулкана Тятя носило чисто эксплозивный характер и началось с практически одновременного образования взрывных

воронки на северном и юго-восточном склонах вулкана. Вскоре оба северных и верхний юго-восточный кратеры прекратили деятельность. Кратер Отважный был активен на протяжении всего 14-дневного извержения и явился основным поставщиком ювенильного материала.

Первый этап включает образование и активность одних суток северных кратеров и равномерную деятельность южного кратера в течение 12 суток. Газово-пепловый столб поднимался на высоту 5 км и сохранялся на таком уровне все это время. Разлет бомб диаметром 1,0 м достигал радиуса 800–1000 м.

Второй этап продолжался всего двое-трое суток и характеризовался слабым фонтанированием лавы в кратере. Разлет бомб диаметром 0,5 м не превышал 100–150 м.

Общий объем твердых вулканических продуктов данного извержения составляет: резургентных —  $0,05 \text{ км}^3$ , ювенильных —  $0,2 \text{ км}^3$ .

В ходе извержения резко менялись структуры и текстуры, а также количественно-минеральный состав базальтов. Причем количество минералов-вкрапленников и их размеры увеличивались в бомбах последних двух дней извержения. Возрастание содержания плагиоклаза и темноцветных минералов, как и на Олимпийском Прорыве, происходило синхронно. Афировая структура пород сменялась серийно-порфировой.

Увеличение кристалличности базальтов в ходе извержения происходило главным образом вследствие того, что в начальных порциях присутствовали в основном микролиты плагиоклаза, в конечных — крупные вкрапленники.

Несмотря на существенное изменение содержания вкрапленников в базальтах I и II этапов извержения, химический состав последних

Таблица 14

Химический состав пород вулкана Тятя (извержение 1972–1973 гг.)

Окислы	Номера образцов					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	52,84	57,80	51,84	52,18	52,50	52,30
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,60	0,60	0,83	0,83	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,02	16,66	16,57	17,08	17,08	17,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,57	3,85	3,62	4,60	4,58	4,58
FeO	7,36	8,13	8,22	7,12	7,18	7,18
MnO	0,20	0,20	0,20	0,21	0,20	0,19
MgO	4,33	4,68	4,64	4,26	4,35	4,33
CaO	8,67	8,86	8,86	9,48	9,42	9,54
Na <sub>2</sub> O	3,25	2,84	3,04	2,96	2,90	3,00
K <sub>2</sub> O	0,77	0,76	1,14	0,76	0,75	0,75
H <sub>2</sub> O	0,20	0,14	0,04	0,20	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,05	0,10	0,28	0,36	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,33	0,35	0,31	0,28	0,32
CO <sub>2</sub>	0,46	0,88	0,24	—	—	—
Сумма	99,72	99,68	99,47	100,27	100,38	100,30

Примечание. 1 (42/213) — бомба, северные взрывные воронки; 2–6 (41/205, 41/209, 41/203, 41/204, 41/201) — бомбы из кратера Отважный; 7–14 (119, 119а, 107, 107а, 107б, 107в, 119, 119в) — пепел из кратера Отважный, коллекция

	Номера образцов						
	7	8	9	10	11	12	13
	52,36	52,26	52,92	51,36	51,32	52,02	51,64
	0,88	0,88	0,88	0,83	0,83	0,83	0,83
	17,09	16,98	16,64	17,03	17,08	16,81	17,13
	4,62	4,66	4,19	4,46	4,81	4,33	4,28
	7,35	7,29	7,29	7,67	7,61	7,41	7,67
	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
	4,19	4,15	4,01	4,37	4,13	4,05	4,47
	9,54	9,73	9,45	9,66	9,59	9,45	9,73
	3,00	3,00	3,10	2,90	2,90	3,13	2,81
	0,75	0,75	0,76	0,69	0,73	0,84	0,72
	—	—	0,30	0,26	0,32	0,32	0,24
	0,20	0,30	0,28	0,19	0,36	0,24	0,44
	0,33	0,25	0,28	0,32	0,32	0,32	0,25
	—	—	—	—	—	—	—
	100,52	100,40	100,30	99,94	100,20	99,45	100,39

Е.Ф. Малеева; 16–18 — бомбы, коллекция А.А. Абдурахманова; 19 — базальт вулкана Тятя, средний анализ, коллекция Г.С. Горшкова. В скобках даны номера образцов.

Таблица 14 (окончание)

Окислы	Номера образцов					
	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	51,92	52,32	52,40	53,17	51,86	51,75
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,81	1,42	1,52	1,39	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,97	17,04	16,54	14,47	15,72	17,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,69	4,01	3,43	4,77	4,08	3,95
FeO	7,32	7,04	8,53	8,24	9,98	7,58
MnO	0,20	0,20	0,20	0,18	0,19	0,22
MgO	4,05	4,05	3,97	3,89	4,57	4,02
CaO	9,36	9,66	10,69	9,56	8,36	10,32
Na <sub>2</sub> O	3,02	3,01	2,70	2,92	3,33	2,12
K <sub>2</sub> O	0,76	0,80	0,78	0,83	0,69	0,96
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,20	0,22	—	—	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,45	0,20	0,02	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,22	0,21	0,06	0,03	0,51
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,11	99,61	100,20	99,54	100,20	100,33

Таблица 15

Содержание микроэлементов в продуктах извержения вулкана Тятя, 1973 г.

Микроэлементы	Номера образцов					
	41/213	41/201	41/203	41/204	41/205	41/209
Li	7,1	9,2	8,4	9,0	8,6	8,6
Ni	15	10	12	15	10	10
Co	20	18	18	15	15	18
V	500	550	600	500	500	350
Ba	200	150	100	150	100	100
Sr	250	250	250	220	250	250
Ni/Co	0,75	0,55	0,60	1,00	0,6	0,55
V/Ni	33,3	55,0	50,0	33,3	50,0	35,0
Be	0,95	—	0,75	—	0,81	0,65
F	340	—	410	—	400	480
B	30	—	32	—	30	38

Таблица 16

Состав флюида в твердых образцах извержения вулкана Алайд

Флюид, мг-ат/л	Номера образцов					
	27/104	15/41	29/116	11/26	11/29	11/27
H <sub>2</sub>	0,038	—	0,096	—	—	0,092
CO <sub>2</sub>	0,019	0,135	—	0,081	0,070	0,283
CO	0,09	—	0,011	—	—	0,102
CH <sub>4</sub>	0,030	0,006	0,023	0,024	0,048	0,016
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	0,011	0,005	0,052	0,041	0,158	0,02
Сумма	0,107	0,146	0,182	0,146	0,269	0,531

Примечание. При T° = 800°С.

Таблица 17

Состав флюида в твердых образцах извержения вулкана Тятя

Флюид, мг-ат/л	Номера образцов	
	42/213	41/205
H <sub>2</sub>	—	0,112
CO <sub>2</sub>	0,063	0,103
CO	0,013	0,156
CH <sub>4</sub>	0,016	0,020
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	0,125	0,182
С у м м а	0,217	0,573

Примечание. При T° = 800°С.

оставался практически постоянным, что, вероятно, указывает на кристаллизацию вкрапленников в том объеме расплава, в котором они находятся. Состав корродированных вкрапленников плагиоклаза всегда более натровый по сравнению с некорродированными, количество их постоянно и не превышает первых процентов. Различий в составе оливина и клинопироксена в базальтах начальных и конечных порций не обнаружено. Амфибол встречается в бомбах северных кратеров Прорыва, что, вероятно, указывает на высокое парциальное давление воды в верхней части магматической колонны в начальные стадии извержения.

#### ИЗВЕРЖЕНИЕ НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНОВ В 1975—1976 гг.

##### Динамика извержения

Район извержения расположен к югу от вулкана Плоский Толбачик в своеобразной зоне, которую одни исследователи называют региональной зоной шлаковых конусов [Пийп, 1956], другие — зоной ареального вулканизма [Ермаков, Важеевская, 1973]. Зона протягивается на 20 км на северо-восток и более 40 км на юго-запад от кратера Плоского Толбачика. Она характеризуется большим количеством линейных разрывных нарушений различных порядков и направлений, рядами многочисленных шлаковых конусов, обширными покровами базальтов. Вулканическая деятельность ареального типа началась в этом районе в раннем голоцене. Всего за голоценовое время в южной Толбачинской зоне шлаковых конусов было излито более 100 км<sup>3</sup> базальтовых лав [Мелекесцев, 1973].

Описываемое извержение началось 6 июля 1975 г. в 18 км к югу от кратера Плоского Толбачика. Ход извержения подробно описан во многих работах [Федотов, Хренов, Чирков, 1976; Федотов, Мархинин и др., 1977; Федотов, Чирков и др., 1978]. Приводимое ниже описание извержения сделано на основе этих работ и личных наблюдений автора.

Извержение началось у северо-западного подножия одного из крупнейших в данном районе голоценового шлакового конуса, на высоте 800 м над уровнем моря (рис. 18,б). В первые часы извержения эруптивный центр представлял собой трещину северо-западного направления, на которой обособились четыре эксплозивных жерла. В первые три дня наблюдался

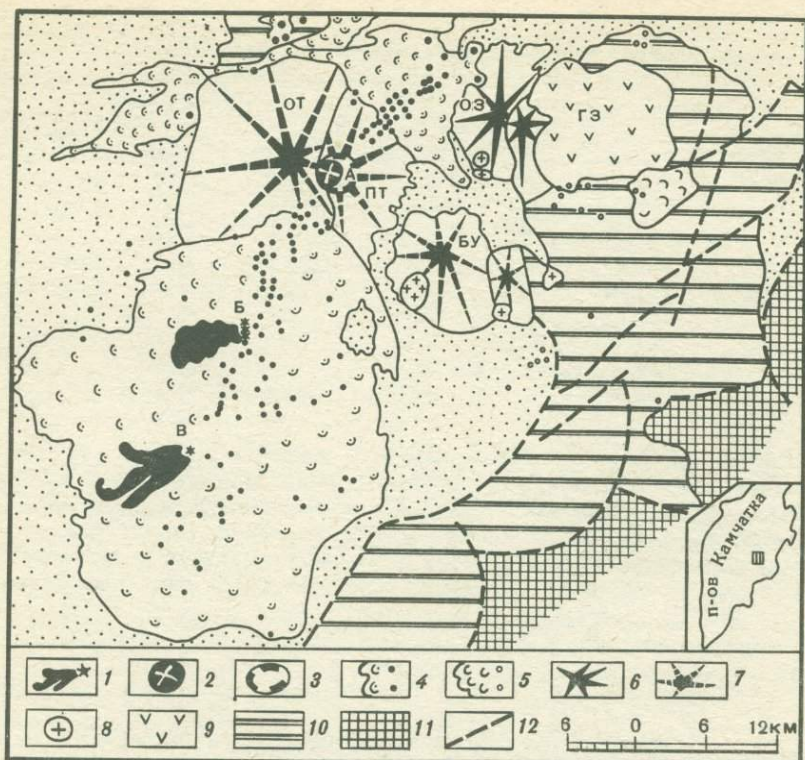


Рис. 18. Схематическая карта южной половины Ключевской группы вулканов и районов извержения (составлена И.В. Мелекесцевым)

1 — лавовые потоки и шлаковые конусы извержения 1978 г.: Б — Северный Прорыв, В — Южный Прорыв; 2 — кальдера обрушения вулкана Плоский Толбачик (А); 3 — кальдера обрушения раннеголоценового возраста; 4 — шлаковые конусы и лавовые потоки голоценового возраста; 5 — то же плейстоценового возраста; 6 — стратовулканы голоценового возраста; 7 — стратовулканы верхнеплейстоценового раннеголоценового возраста; 8 — экструзивные купола; 9 — разрушенный вулкан Горный Зуб; 10 — лавовые плато; 11 — дочетвертичные породы фундамента; 12 — четвертичные разрывные нарушения; вулканы: ОТ — Острый Толбачик; ПТ — Плоский Толбачик; БУ — Большая Удина; ГЗ — Горный Зуб; ОЗ — Острый Зуб

“начальный режим” работы вулкана. Основные его характеристики: постепенная локализация активности в одном жерле, четкая ритмичность эксплозивной деятельности стромболианского типа с интервалом 1–0,5 сек., неуклонное нарастание интенсивности извержения, средняя высота выброса бомб 0,3–0,5 км, средняя высота пепловой колонны 5 км, максимальный радиус разлета бомб 0,7 км. К концу I этапа шлаковый конус имел высоту 130 м, диаметр кратера около 150 м и диаметр основания 700 м.

Девятого июля вулкан вышел на “основной режим”. Он характеризовался непрерывным, практически равномерным выносом огромного объема шлака, бомб и пепла в мощной газовой струе. Раскаленная пирокластика образовывала огненную свечу высотой от 1 до 2,5 км. Выше, до уровня 8–12 км, быстро поднималась клубящаяся газово-пепловая

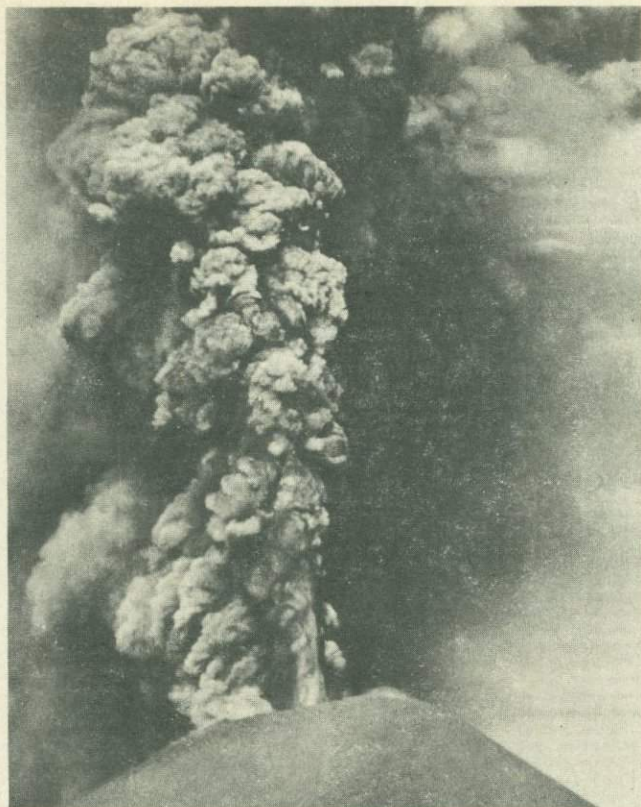


Рис. 19. Эксплозивная деятельность в "основном режиме" I конуса (фото Н. Смелова)

туча. В пределах эруптивной тучи часто, иногда с интервалами всего в несколько секунд наблюдались мощные электрические разряды. Скорость истечения газа, по расчетам С.А. Федотова [1976], составляла 100–200 м/сек. Разлет бомб до 30 см в поперечнике достигал 2 км. Такой характер деятельности вулкана (рис. 19) практически не менялся до 23 июля, когда в работе вулкана появились паузы различной протяженности — от нескольких секунд до нескольких часов.

27 июля динамика извержения резко изменилась. Над кромкой кратера стали появляться лавовые выплески. Склоны конуса, стали оползать, на его южном склоне образовались желоба, на северном склоне соседнего потухшего конуса — также. В трещине на перевале между I конусом и соседним к югу потухшим конусом появилась первая порция лавы в виде короткого потока размером 20 × 30 м.

Система трещин на соседнем голоценовом шлаковом конусе, южный и северный желоба на I конусе укладывались на одну линию субмеридионального направления, которая отсекала примерно 2/5 первого конуса с западной его стороны. Так впервые на поверхности проявилась главная меридиональная трещина, на которой позднее к северу от I конуса возникли II и III конусы.

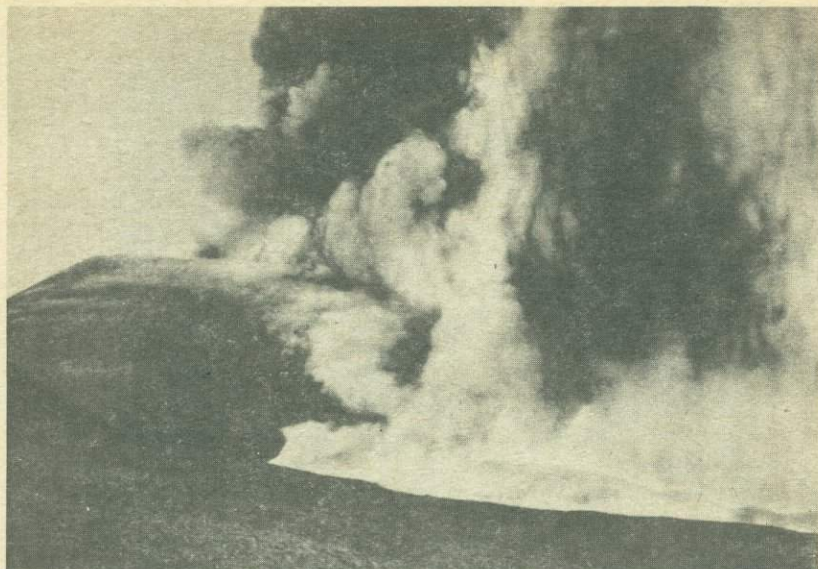


Рис. 20. Эксплозивно-эффузивная стадия извержения I конуса. Образование бокки и изливание лавового потока (фото автора)

29 июля отсеченный трещинами блок потухшего конуса в течение нескольких часов был отодвинут на северо-запад на 50 м и задран вверх на 25 м; образовалось глубокое ущелье серповидной формы. Из его нижней части (южная бокка) пошел первый большой поток шлако-глыбовой лавы, имевшей возле истока скорость около 100 м/час. В 3–4 км от истока скорость фронта потока мощностью 6 м равнялась 40 м/час при уклоне  $5^\circ$ . Плотность лавы была  $2 \text{ г/см}^3$ , вычисленная вязкость —  $2 \cdot 10^7$  пуаз. Извержение вступило в качественно новую фазу — из эксплозивного стало эксплозивно-эффузивным (рис. 20). 2 августа у основания желоба на северном склоне конуса образовалась еще одна лавовая бокка (северная). Началось изливание второго лавового потока, сопровождавшееся фонтанированием лавы из бокки на высоту до 160 м, иногда сильными взрывами и выбросами пепла. Режим деятельности кратера оставался таким же, как до изливания лавы. Шлейф пепловой тучи извержения протягивался на расстоянии 800–1000 км. Вечером 8 августа из кратера пошел очень мелкий пудрообразный пепел белого и светло-серого цвета, резко отличавшийся размером частиц и цветом от ранее выпадавшего. За 12 час. выпало около  $5 \cdot 10^6$  т пепла. Утром 9 августа конус полностью прекратил эксплозивную и эффузивную деятельность. Относительная высота его к этому времени составляла 300 м, объем —  $0,17 \text{ км}^3$ .

Через 12 час после окончания действия I конуса в 350 м севернее его подножия вскрылась трещина протяженностью около 400 м. Сначала из трещины наблюдались паро-газовые выбросы, которые через несколько минут сменились фонтанированием лавы из 11 мигрирующих по трещине жерл на высоту 50–150 м. Истечение раскаленного материала было пульсирующим. Деятельность трещины сфокусировалась затем в 4 жерла, послужившие центром образования II конуса (рис. 21 и

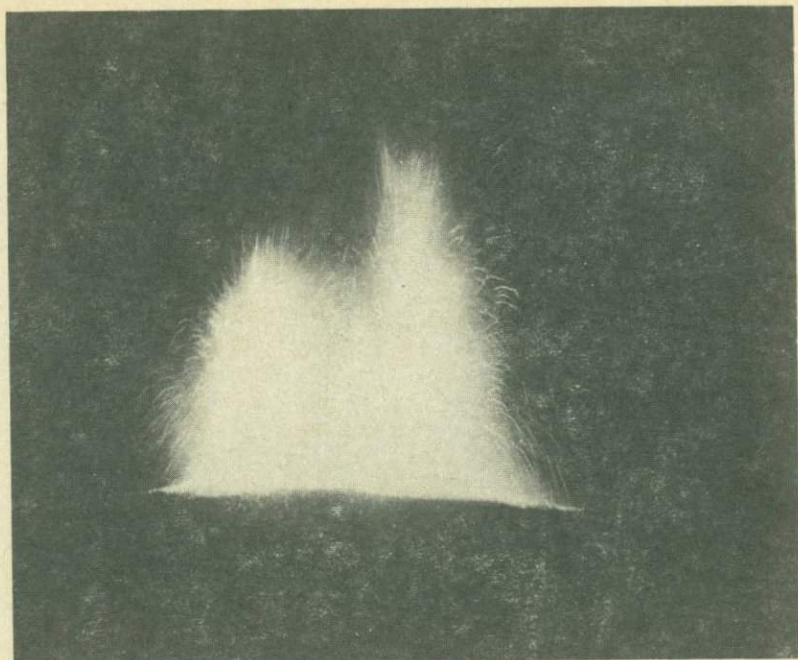


Рис. 21. Рождение II конуса (фото автора)

рис. 22). Сразу же как только обособился II конус, от его северного и южного подножий медленно (2–3 м/час) стали выжиматься вязкие лавовые потоки, которые вскоре остановились. Эксплозивная деятельность кратера в течение нескольких часов после его образования вошла в "основной режим", такой же, как у I конуса. По измерениям оптическим пирометром температура фонтана пироклаستيки составляла  $980^{\circ}\text{C}$ , лавы на истоке —  $960^{\circ}\text{C}$ . Высота фонтанов пироклаستيки из двух действующих к 11 августа жерл достигала 1,5 км. 12 августа из центрального жерла II конуса начал изливаться очень вязкий крупноглыбовый лавовый поток со скоростью 10 м/час при мощности 40 м. Поступавшие свежие порции лавы выносили на себе западный сектор постройки конуса.

16 августа севернее II конуса образовалась система зияющих трещин меридионального направления. Длина их составляла 0,7–1,2 км, ширина — до 1,5 м на поверхности пироклаستيки и несколько десятков сантиметров в подстилающих лавах. 17 августа у восточного края поля трещин лава вновь прорвалась на поверхность. (Третьему прорыву предшествовали выбросы белого пепла из II конуса. Пепел аналогичен наблюдавшемуся в конце деятельности I конуса, но количество его было значительно меньше.). Вслед за паро-газовыми и пепловыми выбросами последовало фонтанирование лавы из 13 жерл, расположенных на трещине протяженностью 250 м. Развитие третьего прорыва происходило интенсивнее, чем второго, хотя характер динамики их образования идентичен. За 2 часа трещинное фонтанирование сфокусировалось в 4 жерлах, ставших центром образования третьего прорыва. К утру 18 августа сформировался конус с двумя действующими кратерами. Эффузивная деятельность



Рис. 22. Формирование II конуса через 12 часов (фото автора)

конуса ограничилась излиянием двух коротких (300 и 500 м), мало-мощных (3–5 м) лавовых потоков. Эксплозивная деятельность была примерно такой же, как у I и II конусов. 20 августа в течение 40 мин, наблюдался пароксизм в работе III конуса: происходили необычно сильные взрывы, сопровождавшиеся ударными волнами; в струях раскаленного материала участвовало большое количество газа, разлет бомб достигал 1,5–2 км от подножия конуса. На удалении 3 км от вулкана ощущалось дрожание почвы.

В ночь с 21 на 22 августа к западу от III конуса образовалась новая система трещин — на этот раз широтного направления, — охватившая область 1,5 км в длину и 0,7 км в ширину. Земля расползалась со скоростью несколько сантиметров в час. Ширина главной трещины достигала 5 м в пирокластическом материале и 1,5 м в скальных породах. 22 августа в 300 м западнее II и III конусов возник IV конус. Развитие его по характеру было идентично предыдущим, однако интенсивность значительно меньше. На этих же трещинах 23 августа появились 3 группы лавовых котлов. В котлах плескалась лава, вздувались и лопались лавовые пузыри диаметром до 3 м, иногда наблюдалось фонтанирование на высоту до 70 м. Из самого нижнего котла излился лавовый поток длиной 1 км и мощностью до 5 м. 25 августа практически одновременно прекратилась деятельность III и IV конусов и лавовых котлов.

После этого извержение сосредоточилось во II конусе. Его работа характеризовалась мощными продувками с выносом раскаленных бомб на высоту 2–2,5 км и пепловой тучи на 8–10 км. На расстоянии 8 км от кратера выпадал шлак размером до 5 см. На фоне продувок выделялись сильные одиночные взрывы, сопровождавшиеся ударными волнами, видимыми по скачкам уплотнения в газовой-пирокластической

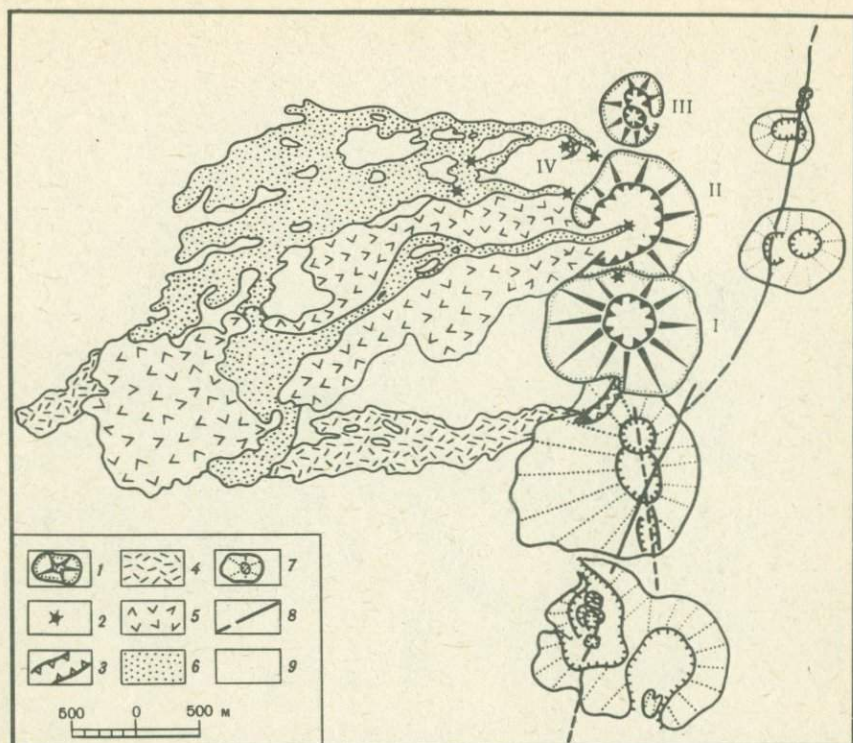


Рис. 23. Схематическая карта Северного Прорыва извержения (составлена Н.А. Гусевым)

1 — шлаковые конусы извержения 1975 г.; 2 — эруптивные центры и лавовые бокки; 3 — расщелина горы 1004, южной бокки I конуса; 4 — шлакоглыбовые лавовые потоки I конуса; 5 — крупноглыбовый лавовый поток II конуса; 6 — жидкие лавовые потоки 11—12.IX.1975 г.; 7 — голоценовые шлаковые конусы; 8 — разрывные нарушения; 9 — лавовые покровы голоценового возраста

струе. Постепенно увеличилось количество и длительность перерывов в работе кратера. Из центрального кратера продолжал двигаться вязкий лавовый поток, высота фронта которого на удалении 3—3,5 км от истока достигала 50—60 м.

Резкий перелом в характере эффузивной деятельности II конуса произошел в ночь с 7 на 8 сентября, когда образовалась серия из пяти небольших бокк на субмеридиональной трещине, секущей конус. В течение нескольких часов из них наблюдались лавовые фонтаны. Из бокки на северо-западном конце трещины излился за два часа маломощный (1,5 м) жидкий лавовый поток длиной около 1 км, шириной 20 м. Из бокки на южной стороне конуса также вылился поток лавы мощностью 1,5 м, длиной 200 м. 11 сентября из новых северной и северо-западной бокк II конуса началось излияние самого жидкого лавового потока этого этапа извержения. Поток двигался многочисленными рукавами. Мощность его 0,5—0,8 м, ширина фронта — до 1 км. В 2,5 км от истока скорость его достигала 1 км/час на склоне крутизной в  $5-7^\circ$  (вязкость лавы  $6 \cdot 10^4$  пуаз). Эксплозивная деятельность II конуса в это время не



Рис. 24. Жидкие лавовые потоки (речки) Южного Прорыва (фото Н. Смелова)

только не ослабела, но даже несколько усилилась, хотя режим стал прерывистым, преобладали периоды полного затишья. Утром 15 сентября эксплозивно-эффузивная деятельность II конуса прекратилась, завершив тем самым на 72-й день извержение всей этой группы кратеров, которую из-за последующих событий пришлось назвать Северным Прорывом (рис. 23).

18 сентября извержение возобновилось в 10 км к юго-западу от I конуса Северного Прорыва. На продолжении региональной трещинной зоны, идущей от вершинного кратера Плоский Толбачик через Северный Прорыв и прослеживаемой по цепи голоценовых шлаковых конусов, образовался Южный Прорыв (см. рис. 18, В). Вскрылась трещина северо-западного направления длиной около 200 м, которая через день разрослась до 600 м. В течение первых суток по всей длине трещины било свыше 30 лавовых фонтанов на высоту около 40–50 м. Одновременно началось излияние жидкой лавы со скоростью 30–40 м/час в 200 м от истока (рис. 24). Через 2 дня фонтанировало лишь три жерла, затем осталось одно, вокруг которого стал формироваться шлаковый конус. Эксплозивная деятельность имела пульсирующий характер, высота и частота выбросов менялась, в среднем они следовали через 2–3 сек. на высоту 100–200 м. Скорость истечения лавы колебалась в разных бокках от 30 до 3500 м/час, ее вязкость была  $10^4$ – $10^5$  пуаз, температура, измеренная оптическим пирометром, составляла 980–1000°С (реальная температура могла быть выше). Суточный дебит лавы по оценкам, сделанным в разное время, равнялся от 2,0 до 5,7 млн. м<sup>3</sup>, в среднем  $4 \times 10^6$  м<sup>3</sup>. В

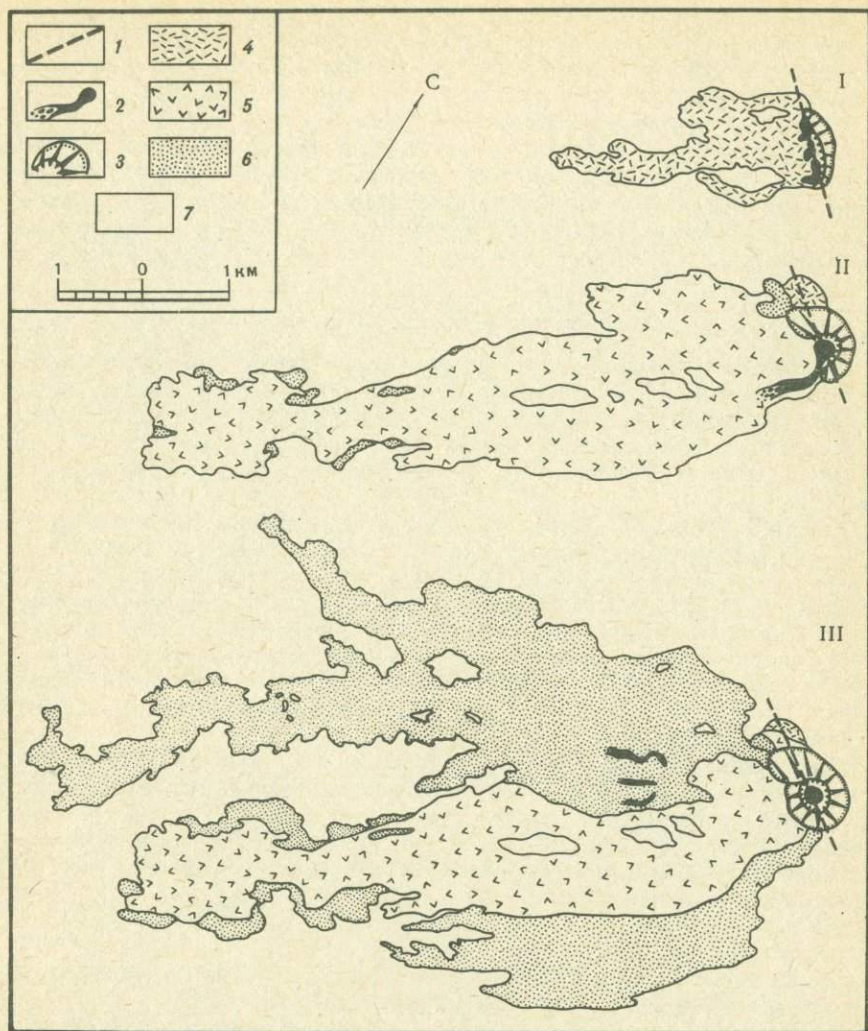


Рис. 25. Изменение морфологии Южного Прорыва в 1975 г. (карта составлена Н.А. Гусевым)

I — 20 сентября; II — 24 сентября; III — 17 декабря; 1 — трещина, образовавшаяся 18 сентября 1975 г.; 2 — выходы жидкой лавы; 3 — шлаковый конус; 4 — первые порции лавы; 5 — лавовый покров промежуточного этапа; 6 — лавовый покров позднего этапа; 7 — лавы и пирокластические отложения голоценового возраста

целом извержение Южного Прорыва монотоннее, такого разнообразия событий и пароксизмов, как на Северном Прорыве, здесь не наблюдалось. Характерными особенностями деятельности Южного Прорыва были: во-первых, почти полное отсутствие пепла и малое количество пирокластического материала (он составлял не более 30% объема всех продуктов в начале извержения, затем около 10%); во-вторых, образование обширного лавового покрова, на поверхности которого на расстоянии до нескольких км от кратера мигрировали лавовые бокки, дающие начало

небольшим, но быстрым лавовым речкам. Иногда наблюдалось одновременное течение 3—5 и более таких речек. Морфологически новый покров сходен с распространяющимися в этом районе голоценовыми базальтовыми покровами, в которых трудно определить истоки лав (рис. 25).

Извержение закончилось 10 декабря 1976 г.

В результате Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) возникло четыре новых больших шлаковых конуса, извергнуто более  $2 \text{ км}^3$  вулканических продуктов общим весом  $(3,7 \div 3,9) \cdot 10^9$  т.; расход лавы обоих прорывов одинаков и равняется  $0,19 \cdot 10^6$  т/час при расчетной плотности  $2 \text{ г/см}^3$ .

### Общая характеристика твердых продуктов извержения

Все твердые вулканические продукты извержения по составу отвечают базальтам, однако базальты Северного и Южного Прорывов резко различны. Подавляющая часть вулканитов Северного Прорыва представлена магниезильными базальтами умеренной щелочности, тогда как базальты Южного Прорыва — глиноземистыми субщелочными базальтами.

**Пеплы.** Большая часть вулканического черного пепла поставлялась на поверхность в период "основного режима" деятельности шлаковых конусов Северного Прорыва. Обломки в пеплах и шлаках сложены оливин-пироксеновыми базальтами с серийно-порфировыми структурами. Основная масса имеет, как правило, гиалиновую или гиалопилитовую структуру. Вулканическое стекло бурого, коричневого и зеленого цветов содержит единичные зерна пироксена, оливина, реже плагиоклаза. Стекло основной массы чистое, иногда содержит микролиты и кристаллы темноцветных минералов.

Светло-серые пеплы ("белые"), выпавшие 8 и 9 августа, сопровождались сильным запахом сероводорода и резко отличались по химическому и гранулометрическому составу от всех пеплов ("черных"), выпавших ранее. В них содержалось больше плагиоклаза, а также алевритового и мелкопсаммитового материала. Их появление, несомненно, одна из нерешенных задач извержения.

**Вулканические бомбы Северного Прорыва** можно разделить на четыре группы.

1. Плотные бомбы обломочного облика, не имеющие определенной формы, размером от 0,2 до 3,0 м в поперечнике (глыбовые).

2. Пористые, шлаковидные, типа "коровьих лепешек". Их размер от 0,5 до 1,0 м по длинной оси.

3. Плотные, зональные, неоднородные по плотности, фигурные, размером от 0,1 до 1,5 м. Среди бомб этого типа встречались и гигантские шарообразные бомбы диаметром до 3,0 м.

4. Бомбы "обволакивания", содержащие в рубашке базальта ксеногенное ядро; размер подобных бомб не превышал 0,5 м.

**Лавовые потоки:** По времени излияния нами выделяются следующие лавовые потоки, различающиеся по морфологическим признакам.

Излияние первого лавового потока началось 29 июля из южной бокки I конуса. Это типичный шлако-глыбовый поток, сложенный пористыми окатанными глыбами размером до 1,5 м. Его мощность в первые сутки составила в русловой части 2—3 м, на фронте — 4—5 м. На вторые сутки мощность на фронте потока возросла до 10—12 м. Лавовый поток дви-



Рис. 26. Разрез крупноглыбового лавового потока на Северном Прорыве (фото автора)

гался отдельными рукавами, скорость которых изменялась от 20 до 150 м/час. 8 августа он остановился, достигнув длины 4,5 км при ширине от 200 до 600 м.

2 августа из северной бокки I конуса началось излияние нового, более жидкого лавового потока. Излияние происходило широким фронтом мощностью 1—3 м, со скоростью 50—70 м/час в 300—500 м от истока. Новые порции растекались по поверхности предыдущих, образуя на фронтальном участке торосы и шары размером от 3 до 7 м в диаметре. По латерали этот поток был неоднородным: плотные крупноглыбовые участки его были характерны для ранних порций, для поздних порций — типична шлако-глыбовая структура. По мере излияния лавы пористость в глыбах корки потока увеличивалась. 7 августа поток остановился, достигнув длины 5—6 км при ширине от 200 до 1000 м и мощности около 10 м.

12 августа из центрального жерла II конуса началось излияние крупноглыбового мощного лавового потока санторинского типа. Его скорость на фронте составляла 10 м/час. Поток был вязким, движение его носило пульсирующий характер. В периоды усиления расхода лавы его русло переполнялось и лава "переваливалась" через борт потока, наращивая тем самым свою мощность, которая достигала 40 м. Отдельные глыбы на потоке имели размер 8—10 м. Излияние этого потока, его порций продолжалось до 15 сентября, т.е. до конца извержения. Конечная его длина составляла 4,6 км при средней ширине 1 км.

Таким образом, на Северном Прорыве можно выделить два типа лавовых потоков: крупноглыбовый санторинского типа и шлако-глыбовый.

В одиночных разрезах лавовых потоков наблюдается четкая закономер-

ность — крупнопористая лавовая корка потока переходит к центру в плотные разности (рис. 26).

Микроскопически базальты Северного Прорыва представлены серыми, темно-серыми породами субафирового облика с очень редкими вкрапленниками клинопироксена, оливина, плагиоклаза размером до 2—3 мм.

### Петрографическая характеристика лав Северного Прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ)

Базальты Северного Прорыва субафировые с единичными вкрапленниками клинопироксена, оливина, плагиоклаза и субфенокристаллами тех же минералов. Среди субфенокристаллов доминируют темноцветные минералы. В большинстве пород пироксен и оливин встречаются примерно в равных количествах, однако в продуктах последних дней деятельности Северного Прорыва (9.IX—15.IX) количество пироксена резко убывает, за счет чего общее содержание субфенокристаллов уменьшается. Оливин-пироксеновые разности базальта сменяются оливиновыми. При этом преобладающие ранее серийно-порфировые структуры пород сменяются порфировыми, а интерсертальные структуры основных масс — микролитовыми. В составах основных масс значительно возрастает роль плагиоклаза.

Количественно-минеральный подсчет площадей вкрапленников пироксена и оливина был выполнен автором в 79 шлифах на микроскопах *Amplivalve* и *МИН-8* с использованием приставки *МИУ-1*. Замерялись вкрапленники оливина, пироксена, плагиоклаза размером от 0,2 мм и более. Результаты подсчета приведены в табл. 18.

Произведены также замеры в шлифах количества зерен размером  $d = 0,086 + 0,172$ ,  $d = 0,172 - 0,258$  и  $d = 0,28$  мм<sup>1</sup> (табл. 19).

Исследованные образцы представлены бомбами и лавами, которые автор отбирал в хронологической последовательности. На графике суммарного содержания вкрапленников пироксена и оливина в бомбах по ходу извержения (рис. 27) видно, что существует общая тенденция к снижению содержания от 8,0 до 2,0%. К сожалению, мы не располагаем образцами бомб первого дня извержения I конуса за 6 июля.

На фоне общего понижения содержания вкрапленников отмечаются вариации степени кристалличности в породах, которые отражают этапность в динамике извержения. Снижение содержания вкрапленников от 8 до 3,0% в эксплозивную стадию извержения I конуса происходит главным образом за счет уменьшения количества и размеров гломеропорфировых сростков пироксена в бомбах. Низкое содержание вкрапленников темноцветных минералов (2—3%) сохраняется в первой порции лавы из южной бокки и в синхронных с нею бомбах. В дальнейшем в продуктах извержения отмечается появление единичных субфенокристаллов плагиоклаза, содержание которых колеблется от 0,1 до 2,4% в ходе всего извержения.

Содержание оливина и пироксена в первой порции второго лавового потока (из северной бокки I конуса) и в синхронных ей бомбах возросло до 5,2%. Одновременно возросла кристалличность и в первом лавовом потоке до 5%, т.е. наблюдается общее увеличение кристалличности продуктов извержения I конуса перед образованием II конуса.

<sup>1</sup> Замеры выполнены Г.Б. Флеровым на приборе *Квантимет-720*.

Таблица 18

Количественно-минеральный состав продуктов Северного Прорыва БТТИ, об.%

№ образца	Дата отбора	Основная масса	Пироксен	Оливин	Плагиоклаз
И ю л ь					
ТБ-7	7	91,50	6,60	1,80	—
Т-1	11	94,50	3,70	1,80	—
ТБ-13	13	92,10	6,90	1,00	—
ТБ-9	9	93,20	4,30	2,40	—
ТБ-13	13	94,50	3,50	2,00	—
ТБ-18	18	95,50	3,20	1,30	—
Т-3	23	96,60	2,40	1,00	—
Т-7	24	95,40	3,10	1,40	—
Т-6	25	95,40	2,80	1,80	—
Т-8	25	96,30	3,00	0,70	—
А <sub>3</sub> В <sub>1</sub>	26	97,60	0,70	1,60	—
Т-11	26	96,60	2,00	1,40	—
Т-13	29	97,60	1,40	1,00	—
Т-14	29	96,20	0,60	1,40	1,70
Т-15	30	97,80	1,80	1,20	—
А в г у с т					
А <sub>7</sub> В <sub>1</sub>	1	98,00	1,10	0,90	—
Т-16	2	94,30	3,40	1,80	0,30
Т-17	3	94,10	3,20	2,00	0,50
А <sub>8</sub> В <sub>1</sub>	3	92,20	5,60	0,70	1,40
Т-18	4	92,50	5,80	0,40	1,30
Т-20	4	93,00	4,90	0,80	1,30
Т-25	5	95,80	3,90	1,00	0,30
Т-26	6	95,50	3,80	0,70	—
Т-27	6	95,50	3,80	0,70	—
Т-28	7	94,50	3,70	1,80	—
Т-29	7	95,80	3,20	1,00	—
Т-31	9	96,60	0,40	2,50	0,40
Т-32	10	95,10	1,70	2,70	0,50
Т-33	10	95,10	3,30	1,50	—
А <sub>1,5</sub> В <sub>2</sub>	12	95,10	3,50	1,40	—
Т-41	12	94,50	4,30	1,10	—
А <sub>1,5</sub> В <sub>1</sub>	12	94,40	2,80	2,40	—
А <sub>1,8</sub> В <sub>1</sub>	16	94,70	2,20	2,40	0,70
А <sub>1,8</sub> В <sub>2</sub>	16	95,20	2,50	2,20	—
А <sub>1,8</sub> В <sub>3</sub>	16	94,60	2,80	2,60	—
А <sub>2,0</sub> В <sub>1</sub>	18	97,10	2,40	0,50	—
А <sub>2,2</sub> В <sub>1</sub>	21	95,90	2,00	2,00	—
А <sub>2,2</sub> В <sub>2</sub>	21	95,30	1,80	2,80	—
А <sub>2,2</sub> В <sub>3</sub>	21	95,80	2,20	2,00	—
А <sub>2,3</sub> В <sub>1</sub>	21	96,60	1,30	2,00	—
А <sub>2,3</sub> В <sub>2</sub>	22	95,00	2,60	1,30	0,90
А <sub>2,3</sub> В <sub>3</sub>	22	97,50	1,20	1,20	—
А <sub>2,4</sub> В <sub>1</sub>	23	94,50	2,20	2,80	—
А <sub>2,4</sub> В <sub>1</sub>	24	96,10	1,00	2,00	0,90

Таблица 18 (окончание)

№ образца	Дата отбора	Основная масса	Пироксен	Оливин	Плагиоклаз
A <sub>24</sub> B <sub>2</sub>	23	97,80	0,90	1,30	—
A <sub>24</sub> B <sub>3</sub>	23	97,00	2,00	0,90	—
918	24	93,40	4,10	2,50	—
918 <sup>a</sup>	24	94,00	3,90	2,10	—
918 <sup>b</sup>	24	94,20	4,20	1,60	—
A <sub>26</sub> B <sub>1</sub>	25	93,40	3,80	2,89	—
A <sub>26</sub> B <sub>2</sub>	25	93,50	5,50	0,90	—
A <sub>26</sub> B <sub>3</sub>	—	96,70	1,20	2,00	—
917	—	94,40	4,80	0,80	—
917 <sup>b</sup>	—	94,20	4,70	1,10	—
A <sub>25</sub> B <sub>1</sub>	—	95,00	4,00	1,00	—
A <sub>27</sub> B <sub>1</sub>	26	95,00	2,20	2,80	—
923	27	93,90	3,90	2,10	—
A <sub>28</sub> B <sub>1</sub>	28	94,60	2,60	2,80	—
A <sub>28</sub> B <sub>2</sub>	29	96,10	2,00	2,00	—
A <sub>28</sub> B <sub>3</sub>	29	95,90	3,00	1,10	—
Сентябрь					
T-44	5	95,50	2,20	2,20	—
A <sub>30</sub> B <sub>1</sub>	5	95,20	3,50	1,20	—
T-46	6	92,50	0,40	2,00	5,10
T-48	7	97,70	0,50	1,70	—
T-55	7	97,70	1,30	0,90	—
T-56	8	96,80	1,10	2,00	—
T-57	8	97,10	1,00	1,90	—
T-58	8	97,30	0,90	1,80	—
A <sub>33</sub> B <sub>1</sub>	8	97,50	0,90	1,60	—
A <sub>33</sub> B <sub>1</sub>	10	94,90	3,60	1,40	—
T-64	11	94,40	0,50	2,60	2,40
753	12	96,70	0,60	3,60	—
754	13	97,00	0,50	2,50	—
A <sub>37</sub> B <sub>3</sub>	13	97,20	—	2,80	—
640	14	96,20	2,10	0,70	0,80

В первый же день активности II конуса отмечается резкое увеличение содержания вкрапленников от 3 до 5% как в бомбах, так и в лаве. В дальнейшем такое содержание (5–8%) остается практически постоянным в ходе извержения II конуса до 8 сентября, когда произошла перестройка в динамике извержения и смена химического состава лав.

С 17 по 25 августа происходили извержения III конуса и группы лаво-

Рис. 27. Вариации количественно-минералогического и химического состава в ходе извержения Северного Прорыва БТТИ

Количество пироксена и оливина: 1 — в бомбах извержения I и II конусов, 2 — в лавах I и II конусов, 3 — в жидких лавовых потоках конца извержения, 4 — в продуктах лавовых котлов, 5 — в бомбах III конуса; изменение степени кристалличности: 6 — в бомбах извержения, 7 — в лавовых котлах, 8 — в лавах извержения

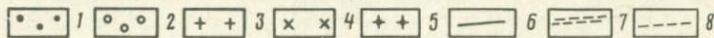
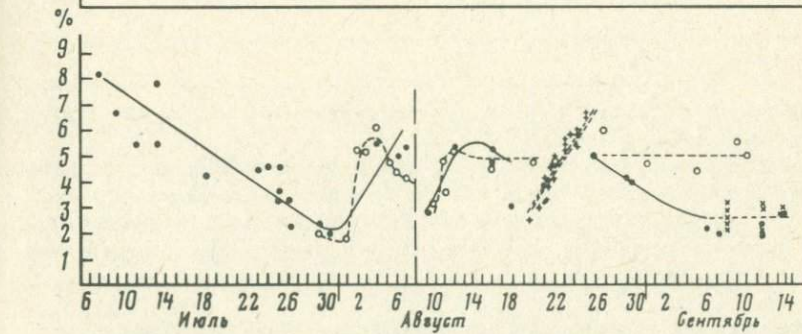
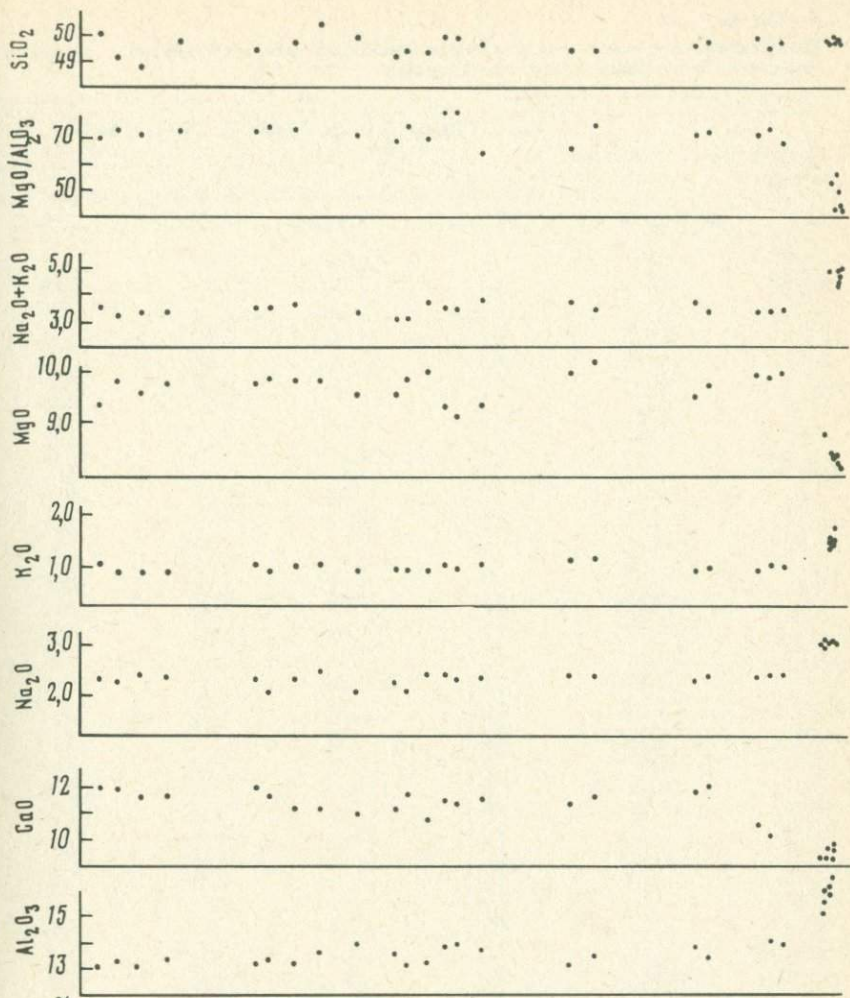


Таблица 19

Содержание вкрапленников на единицу площади  $S$ , равную  $92,45 \text{ мм}^2$ , в твердых продуктах извержения Северного Прорыва

Время отбора	№ образца	Количество зерен различной генерации			
		0,086—0,172	0,172—0,258	0,258	0,286—0,258
31 июля	T-14	725	140	80	865
6 августа	T-27	573	70	30	645
7 "	T-27	685	90	7	775
8 "	655 <sub>1</sub>	822	92	38	914
8 "	ГФ-655 <sub>2</sub>	900	100	40	1000
19 "	3136	855	150	16	1005
23 "	3148 <sub>1</sub>	1065	125	9	1190
23 "	3148 <sub>1</sub>	840	170	14	1010
7 сентября	ГФ-617 <sub>1</sub>	520	40	6	560
7 "	ГФ-617 <sub>2</sub>	570	40	2	610
8 "	ГФ-623	740	110	1	850
8 "	ГФ-624	734	136	25	870
11 "	П-64	790	104	16	894
12 "	ГФ-634	225	25	1	250
12 "	ГФ-657 <sub>1</sub>	470	55	25	525
12 "	ГФ-657 <sub>2</sub>	450	45	5	495
12 "	ГФ-660	270	45	8	315
15 "	ГФ-636	440	80	85	—
7 июля	ТБ-7-7*	175	15	10	190
9 "	ТБ-9-7*	240	80	70	320
11 "	ТБ-11-7*	570	80	47	650
25 "	T-7*	696	140	64	836
25 "	T-8*	730	65	60	795
26 "		540	40	0	580
9 августа		395	75	4	470
10 "		780	138	42	918
15 сентября		730	80	22	810
	ГФ-640*	254	44	10	298

Примечание. Образцы, отмеченные значком, \* — вулканические бомбы; остальные образцы — лава.

вых котлов. Кристалличность продуктов этого этапа меняется от 2,5% в начале извержения до 6,5% — в конце.

После прекращения деятельности III конуса и лавовых котлов извержение сосредоточилось в I конусе. Резкое снижение содержания вкрапленников в продуктах извержения с 5—6 до 2% произошло 8 сентября, когда стали изливаться жидкие лавовые потоки. Уменьшение содержания темноцветных минералов получилось при сокращении количества пироксена.

В приведенных данных обращает на себя внимание закономерное увеличение содержания вкрапленников в бомбах и лавах с 2 до 6% в первые 1—2 дня после возникновения каждого нового эруптивного центра.

Подсчет количества зерен микролитов на  $1 \text{ см}^2$  основной массы в

Вкрапленники с 0,1 мм ( $\kappa^* = 0,0085$ )		Вкрапленники с 0,2 мм ( $\kappa^* = 0,034$ )		Площадь вкрапленников, %; $d = 0,1-0,2 \text{ мм}$	Стекло + кристаллиты, %
Количество зерен	Площадь, %; $d = 0,1 \text{ мм}$	Количество зерен	Площадь, %; $d = 0,2 \text{ мм}$		
590	5,00	90	3,00	7,30	—
360	3,10	40	1,40	4,20	41
500	4,20	60	2,00	5,70	—
560	4,80	70	2,40	6,60	16
666	5,70	76	2,60	7,70	—
735	6,20	125	4,20	9,30	—
775	6,60	80	2,70	8,60	—
745	6,30	130	4,40	9,60	—
343	2,90	13	0,40	3,20	—
370	3,10	10	0,30	3,30	—
480	4,10	40	1,40	5,20	45
580	4,90	72	2,40	6,70	—
540	4,60	48	1,60	5,80	34
130	1,10	5	0,20	1,30	46
300	2,50	30	1,00	3,20	25
275	2,30	20	0,70	2,80	—
285	2,40	50	1,70	3,70	—
450	3,80	90	3,00	7,10	—
100	0,90	20	0,70	1,40	43
280	2,40	80	2,70	4,40	—
466	4,00	73	2,40	5,80	—
600	5,10	108	3,70	8,00	47
520	4,40	65	2,20	6,10	29
365	3,10	10	0,30	3,30	—
280	2,40	40	1,40	3,50	—
640	5,40	76	2,60	7,40	76
520	4,40	45	1,50	5,50	—
158	1,30	16	0,50	1,70	—

продуктах извержения на *Квантмете-720* выявил такие закономерности.

Количество зерен с  $d > 0,258 \text{ мм}$  закономерно уменьшается от 70 шт./ $\text{см}^2$  в начале извержения Северного Прорыва до 3—4 шт. — в конце (рис. 28,а).

Количество зерен размером  $d = 0,172-0,258 \text{ мм}$  практически остается постоянным — 100—200 шт.; оно резко уменьшается до 50—20 шт. лишь к концу извержения, когда начинается излияние жидких лавовых потоков (рис. 28,б).

И, наконец, самые мелкие микролиты с  $d = 0,086-0,172 \text{ мм}$  присутствуют в количестве 200—700 шт./ $\text{см}^2$  в продуктах начала извержения, до 900 шт. — в середине него, и к концу извержения вновь происходит уменьшение количества зерен до 200 шт./ $\text{см}^2$  (рис. 28,в).

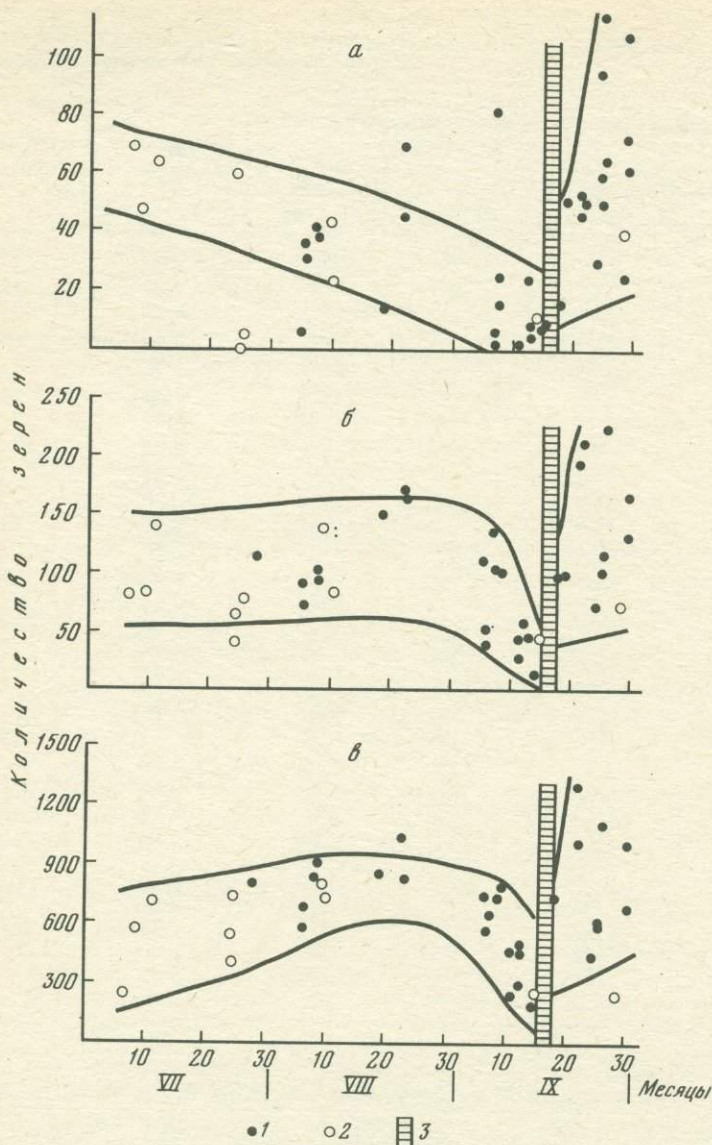


Рис. 28. Вариации содержания микролитовой фазы в продуктах извержения БТТИ  
 1 — лавы; 2 — бомбы; 3 — граница между Северным и Южным Прорывами; а —  
 $d > 0,258$  мм; б —  $d = 0,172-0,258$  мм; в —  $d = 0,086-0,172$  мм

На Северном Прорыве в синхронных образцах бомб и лавы количество вкрапленников примерно равно, а структура основной массы, как правило, резко отличается по содержанию в ней вулканического стекла. 60% образцов бомб имеют витрофиловую, 25% — гиалопилитовую и 15% — интерсеральную структуры основной массы. В лавовых потоках

соотношение обратное: 60% образцов имеют интерсертальную структуру основной массы, 30—40% — гиалопилитовую. Витрофировая структура в лавовых потоках отсутствует. Наблюдаемые различия в структурах основной массы объясняются тем, что в бомбе при охлаждении во время ее полета в воздухе образуется корочка закаливания, структура основной массы становится более стекловатой, чем в случае более плавного понижения температуры в лавовом потоке, когда основная масса раскристаллизовывается до интерсертальной и микролитовой структуры.

В целом для бомб обломочного облика (глыбовых) характерна интерсертальная структура основной массы. Шлаковидные бомбы типа "коровьей лепешки" имеют гиалопилитовую, интерсертальную, реже витрофировую структуры основной массы. Фигурные бомбы, как правило, имеют витрофировую структуру, причем корка более стекловатая, чем внутренняя часть. В некоторых зональных бомбах, несмотря на наличие внешней корки закаливания толщиной до 1,0 см, структура основной массы остается по всему разрезу витрофировой.

На извержении Северного Прорыва удалось наблюдать 12 сентября фреатический взрыв, который произошел на потоке жидкой лавы мощностью 1,5 м, когда поток перекрыл водоем почти в 4 км от своего истока. В результате взрыва были выброшены куски лавы; на некоторых из них, имевших непосредственный контакт с водой, образовалась стекловатая корка закаливания толщиной 4—7 мм. В шлифах отчетливо наблюдалась резкая граница между двумя зонами: внешней коркой, состоящей из бесцветного стекла с интерсертальной структурой и внутренней частью, сложенной бурым окисленным стеклом. Количество и размеры вкрапленников и микролитов в обеих зонах одинаковы и различий по кристалличности нет. Единственное отличие — криптокристаллическое строение основной массы внутренней части образца. В опытах по погружению в воду еще пластичных кусков лавы, проделанных автором на этом и на некоторых других извержениях, также не было обнаружено никаких петрографических различий между этими новыми и контрольными образцами. Подтвердили это и опыты Н.А. Храмова по закаливанию пластичной лавы в ртути, выполненные на Южном Прорыве. В последнем случае также единственным отличием между "незакаленными" и "закаленными" образцами было криптокристаллическое строение стекла в первых и более однородное — во вторых.

Объяснить установленные различия в структурах основной массы в лавах и бомбах кристаллизацией лишь в наземных условиях затруднительно.

В разрезах лавовых потоков Южного Прорыва наблюдается следующая закономерность: корка потока стекловатая, внутренняя часть — более раскристаллизованная, структуры основной массы — от гиалопилитовой до интерсертальной соответственно. Это хорошо объясняется главным понижением температуры по вертикали потока в момент его становления, если температура лавы на выходе была выше температуры солидуса.

Среди минералов вкрапленников в базальтах Северного Прорыва преобладает моноклинный пироксен. Его субфенокристаллы размером 0,4—0,8 мм имеют призматическую и изометрическую формы. Кристаллы клинопироксена образуют гломеропорфиновые сростки, наиболее типичные для базальтов эксплозивной начальной стадии извержения. Для них характерно слабое зональное угасание от центра к периферии, а также погасание секториальное и типа "песочных часов". В отдельных кристаллах моноклинного пироксена иногда заключены зерна оливина, что может указывать на их более раннюю кристаллизацию.

Субфенокристаллы оливина обычно хорошо огранены, размер зерен от 0,2 до 0,5 мм. Состав оливина в лавах соответствует хризолиту и варьирует в пределах  $Fo_{86-90}$  ( $Ng = 1,688-1,698$ ;  $Np = 1,657-1,666$ ).

Вкрапленники плагиоклаза встречаются редко, лишь в жидких лавах конца извержения. Обычно они представлены короткотаблитчатыми полисинтетически-сдвоенными кристаллами размером 0,4–0,7 мм. Состав плагиоклаза по оптическим данным варьирует от  $An_{82}$  до  $An_{54}$  средний состав соответствует  $An_{63}$ .

### Петрографическая характеристика лав Южного Прорыва БТТИ

Продукты извержения Южного Прорыва представлены глиноземистыми субщелочными базальтами. Характерной их особенностью является наличие крупных (более 1 см в поперечнике) кристаллов плагиоклаза и их сростков, придающих лавам своеобразный резко порфиновый облик. Подобные лавы были названы Б.И. Пийпом [1956] мегаплагиофировыми. Помимо мегакристаллов плагиоклаза, лавы и шлаки содержат также более мелкие вкрапленники плагиоклаза, оливина, клинопироксена и рудного минерала. Нередко встречаются также обломки мегакристаллов плагиоклаза. Среди темноцветных минералов вкрапленников преобладает оливин. "Мелкие" вкрапленники плагиоклаза имеют размер 0,3–3,0 мм, темноцветные минералы — 0,3–0,9 мм и только в редких случаях отмечаются отдельные крупные (до 3,0–4,0 мм) кристаллы оливина. В целом большая часть вкрапленников может быть отнесена к субфенокристаллам.

Основная масса пород сложена крупными лейстовидными микролитами плагиоклаза, небольшим количеством микролитов оливина и клинопироксена, погруженных в различной мере раскристаллизованное и окисленное вулканическое стекло, содержащее многочисленные кристаллиты и тонкодисперсные рудные минералы. Чистое без кристаллитов стекло не было встречено ни в одном шлифе лав и шлаков. Преобладающий тип структур основной массы — гиалопилитовый, реже — пилотакситовый.

**О л и в и н.** Как правило, наблюдается в виде хорошо образованных кристаллов. Обычны, особенно среди мелких кристаллов, скелетные формы. Реже встречаются оплавленные корродированные зерна. Отмечаются сростки зерен оливина, не превышающие 1,0 мм, значительно реже — сростки зерен оливина и клинопироксена или оливина и лейстовидного плагиоклаза. Мелкие включения оливина обнаружены также в мегакристаллах плагиоклаза. В протолочных пробах из лав обнаруживаются две генерации оливина, резко различающиеся по окраске. Преобладают бесцветные разности с показателем преломления  $Mg = 1,688-1,698$  и  $Np = 1,660-1,663$ . В меньшем количестве встречаются отчетливо окрашенные желтоватые зерна с  $Ng = 1,689 \pm 0,003$ . Состав первой генерации отвечает по кривым В.С. Трегера [1958] в среднем  $Fo_{87}$  (при вариациях от  $Fo_{84}$  до  $Fo_{92}$ ), состав второй генерации резко более железистый —  $Fo_{72}$ .

**К л и н о п и р о к с е н.** Зерна клинопироксена размером 0,5–0,8 мм имеют округлый оплавленный облик и окружены опалитовой каймой. Форма мелких зерен более правильная, призматическая. Зерна клинопироксена нередко содержат включения оливина. В сростках с оливином клинопироксен явно ксеноморфен по отношению к нему. Встречены также сростки мелких зерен клинопироксена с лейстовидным плагиоклазом. И мелкие, и крупные кристаллы клинопироксена обнаруживают волнистое, иногда секториальное угасание. Отмечаются зональные крис-

таллы с широким ядром и относительно узкой внешней зоной, иногда проросшей микролитами плагиоклаза.

**Плагิโอклаз** (кроме мегакристаллов). Зерна плагиоклаза имеют широкотаблитчатую или лейстовидную (для наиболее крупных кристаллов) форму. Таблитчатые кристаллы, как правило, чистые, водяно-прозрачные. Внешние же зоны крупных кристаллов нередко переполнены включениями стекла. По данным оптических определений состав плагиоклаза изменяется от  $An_{82}$  до  $An_{62}$ . Средний валовый состав отвечает  $An_{74}$ . При этом состав ядер характеризуется теми же вариациями и тем же средним значением, что и валовый состав. Для таблитчатых кристаллов характерна ритмичная зональность;  $An_{62} \rightarrow An_{52} \rightarrow An_{69} \rightarrow An_{64} \rightarrow An_{73} \rightarrow An_{63}$ .

Для крупных лейстовидных кристаллов отмечена зональность; ядро —  $An_{58}$ , внешняя зона с включением стекала от  $An_{70}$  вблизи ядра до  $An_{60}$  у края зерна. Встречаются кристаллы и с прямой зональностью: у них состав краевых зон отличается от состава ядер на 4–10%  $An$ , при этом степень упорядоченности плагиоклаза краевых зон по сравнению с плагиоклазом ядер слегка уменьшается (на 0,1–0,2 мм) или остается без изменений. Разница составов двух соприкасающихся индивидов в двойниковых полосках в среднем составляет 2%  $An$ , хотя встречаются отклонения до 9%  $An$ . При этом более кальциевые индивиды обладают несколько менее упорядоченным состоянием [Волынец, Хренов и др., 1977].

**Мегакристаллы плагิโอклаза.** Характерная структурная особенность базальтов Южного Прорыва — это наличие крупных кристаллов (мегакристаллов) плагиоклаза, достигающих 10–20 и даже 30–40 мм по наибольшему измерению. Мегакристаллы встречаются не только как вкрапленники в лавах, но и как кристаллы-лапиллы в пелово-шлаковом материале вулканического конуса и его подножия. Мегакристаллы плагиоклаза обычно имеют форму плоских пластинок, толщина которых в 10–20 раз меньше, чем длина или ширина. При этом пластины, как правило, представляют собой не единичные кристаллы, а параллельные (010) сростки двух или трех индивидов. Обычны также случаи образования сложных сростков, когда на базальную пластину нарастают две-три и более поперечных пластин сходного или меньшего размера. Наиболее хорошо образованные сростки состоят из многих (20–30 и более) пластин и имеют вид снежинок или орехов.

Изучение аналогичных кристаллов-лапиллы, выброшенных при извержении вершинного кратера вулкана Плоский Толбачик, а также некоторых шлаковых конусов Толбачинской ареальной зоны, проведенное ранее О.Н. Волынцом [1976], показало, что подобные сростки образуются не в результате хаотического слипания пластин плагиоклаза, а в результате закономерного срастания их. Преобладающие углы срастания пластин в таких сростках 90, 60 и 45°, что придает им ложнокубическую псевдогексагональную или псевдотетрагональную сингонию (по Л.А. Варданянцу). В зонах  $\parallel$  (010) в мегакристаллах видна тонкая многократная ритмическая зональность, причем число ритмов в одном кристалле может достигать 10–20, а общее число зон — 100 и более. Изменение состава соседних зон очень незначительно. Границы ритмов нередко неровные, с размывом. Характерно облекание зонами включений оливина, рудного минерала и стекла, заключенных в кристаллах плагиоклаза. На фоне тонкой многократной зональности почти во всех мегакристаллах резко выделяется относительно широкая внешняя зона

более основного плагиоклаза, имеющая со стеклом основной массы коррозионные границы и переполненная мелкими включениями стекла. Такое же стекло обычно наблюдается по границам отдельных индивидов в сложных сростках. В шлифах видно, что вершины отдельных мегакристаллов нередко имеют оплавленные, округленные, границы. Оплавление вершин кристаллов наблюдается в ряде случаев и для кристаллов-лапилли.

Содержание кристаллов-лапилли в пепловых отложениях вулканического конуса колеблется в пределах 5—10% и уменьшается с удалением от конуса. Размеры кристаллов-лапилли изменяются от 0,5—1,0 см до 4,0—4,5 см, причем в соответствии с гравитационной дифференциацией пеплово-шлакового материала вблизи конуса мегакристаллы крупнее (преобладающие размеры 2,7—3,1 см из 1000 замеров), чем в удалении от него (0,5—1,0 см). Судя по данным измерений лапилли, отобранных в разное время, размеры их не меняются в ходе извержения. Несмотря на крупные размеры мегакристаллов плагиоклаза, температуры гомогенизации расплавных включений в них очень однородны и составляют, по предварительным данным В.М. Округина (ИВ ДВНЦ), 1080—1100°С, а по данным Б.П. Романчева (ГЕОХИ) — 1140—1150°С. При этом, согласно материалам Б.П. Романчева, температурный интервал плавления вещества расплавных включений не превышает 40°, что указывает, по его мнению, на очень небольшое давление в момент кристаллизации плагиоклаза.

Количество мегакристаллов плагиоклаза в базальтах Южного Прорыва изменяется в весьма широких пределах как в целом, в ходе извержения, так и в синхронных по времени отдельных бомбах и лавовых потоках, характеризующих различные режимы истечения. Для оценки вариаций содержания мегакристаллов в базальтах вместо количественно-минералогических подсчетов в шлифах в связи с весьма крупными размерами вкрапленников проводились измерения количества и максимальной длины кристаллов (размером более 2 мм) в случайных сколах штучных проб [Волынец и др., 1976].

Количество мегакристаллов плагиоклаза в лавах колеблется от 2—3 до 10—15%. Каких-либо закономерностей в распределении их во временной последовательности лав не установлено, кроме того что в самой ранней порции лав (18—19 сентября) содержание мегакристаллов плагиоклаза минимально. В более поздних порциях лавы практически одновременно появляются разности и с минимальным, и с максимальным содержанием мегакристаллов. Причем в периоды максимальной эксплозивной активности и максимальных расходов лавы содержание мегакристаллов плагиоклаза в породах понижено, линейные размеры их относительно велики, а химический состав — относительно более кальциевый по сравнению с периодами, когда эксплозивная активность и расход лавы уменьшаются.

Присутствие кристаллов-лапилли плагиоклаза в пеплово-шлаковом материале определенно свидетельствует, что поступавшие на поверхность расплавы несли какое-то количество вкрапленников плагиоклаза. С другой стороны, отмеченные закономерности распределения размеров и количества мегакристаллов плагиоклаза в синхронных образцах базальтов указывают, по-видимому, что по крайней мере часть вкрапленников могла кристаллизоваться в эффузивных условиях.

Для повышения надежности сделанного вывода для ряда образцов, характеризующих различные морфологические типы потоков, различные режимы истечения лавы, и синхронных образцов бомб и лав была опре-

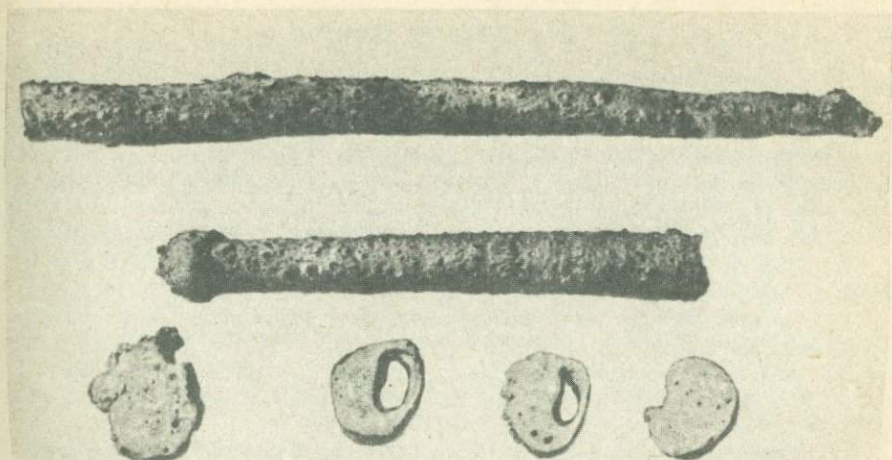


Рис. 29. Лавовые сталактиты из лавовых пещер голоценового возраста

делена пористость и получены статистические характеристики распределения количества и размеров мегакристаллов плагиоклаза [Волынец и др. 1979].

Для этого использовались коллекции, состоящие из многочисленных образцов лав, отобранных в эти временные интервалы из разных лавовых потоков и на различных, но не более 1,0–1,5 км удалениях от лавовых бокк. При этом общая поверхность измеренных образцов для каждого временного интервала колебалась от 5–10 до 50–100 дм<sup>2</sup>, а количество измеренных кристаллов — от 100–200 до 1200–1900.

Полученные данные показывают, что в первую неделю извержения количество мегакристаллов в лавах и приведенная общая длина их минимальны [Волынец и др., 1979]. Характерной особенностью химического состава плагиоклазов этих базальтов является повышенное содержание ряда малых элементов, например Fe и K. Так, среднее содержание в плагиоклазах Южного Прорыва по данным определений на пламенном фотометре равно 0,64% (из 14 проб), а по определениям на микрозонде — 0,50% (из трех проб) против 0,2–0,4% (по результатам пламенной спектрофотометрии) в плагиоклазах близкого состава из иных, чем мегаплагиофировые, четвертичных лав Камчатки и Курильских островов [Волынец и др., 1977]. Среднее содержание Fe по данным микрозондовых определений составляет в плагиоклазах Южного Прорыва 0,62% (из 3 проб) против 0,48 (из 42 проб) в среднем для плагиоклазов четвертичных базальтов Камчатки и Курил [Леснов, Корюлюк, 1977].

Был выполнен петрохимический анализ лавовых “сталактитов” (колл. Е.Е. Левина) из голоценовых пещер-туннелей (рис. 25). Такие лавовые “сталактиты” размером до 60 см и диаметром от 7,0 до 10,0 см были распилены в поперечном направлении через 4 мм. Изучение шлифов показало, что количество субфенокристаллов и микролитов плагиоклаза (на единицу площади) постоянно от “корня сосульки” до ее острого конца, а субфенокристаллы плагиоклаза обнаруживают плоскостную ориентировку. Химические анализы образцов крайних точек “сталактита” идентичны.

### Химизм продуктов извержения

По химическому составу твердые вулканические продукты Северного и Южного Прорывов существенно различаются (табл. 20 и 21, рис. 30).

Подавляющее большинство пород Северного Прорыва представлено высокомагнезиальными (MgO — 9,6–10,7%) базальтами с высоким содержанием CaO (11–12%), низким — глинозема (12,5–13,7%), умеренным MgO + K<sub>2</sub>O (3,2–3,6%) и TiO<sub>2</sub> (1,0–1,1%). Большинство базальтов Южного Прорыва — это субщелочные глиноземистые лавы (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16–17%) с умеренным содержанием MgO (2,5–6,50%), CaO (8,7–9,6%) и повышенным содержанием Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (5,2–5,6%) и TiO<sub>2</sub> (1,45–1,65). Они содержат также несколько больше P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,35–0,55), по сравнению с базальтами Северного Прорыва (0,16–0,30%). Различия в содержании кремнезема, в общем, невелики, хотя в целом несколько выше в породах Южного Прорыва (50,1–51,8%), чем Северного (48,9–50,9%).

Особенности состава пород каждого Прорыва в равной мере характерны для лав, бомб, ювенильных шлаков и пеплов.

Несмотря на резкое различие в химизме пород Северного и Южного Прорывов, обе группы пород объединяются базальтами промежуточного состава. Появление их во времени достаточно закономерно и приурочено к этапам резкого изменения динамики извержения. На Северном

Таблица 20

Химический состав базальтов Северного Прорыва БТТИ

Окислы	Номер образца					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50,28	49,26	48,95	49,90	49,96	50,91
TiO <sub>2</sub>	0,96	1,05	1,01	1,07	1,07	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,17	13,33	13,13	13,41	13,29	13,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	3,16	3,72	2,64	2,93	3,27
FeO	6,32	6,95	6,84	7,24	6,91	6,39
MnO	0,18	0,21	0,18	0,20	0,20	0,18
MgO	8,35	9,84	9,69	9,88	9,86	9,94
CaO	22,00	12,06	11,88	12,07	11,79	11,16
Na <sub>2</sub> O	2,46	2,30	2,45	2,43	2,47	2,49
K <sub>2</sub> O	1,06	0,94	0,88	0,96	1,08	1,02
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,27	0,21	0,37	0,28	0,28	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,00	0,10	0,19	0,04	0,50	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,10	0,16	0,14	0,20	—
С у м м а	99,49	99,51	99,44	100,26	100,04	100,42
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,43	0,41	0,36	0,40	0,44	0,41
f <sub>об</sub>	35,19	33,24	36,91	35,35	35,01	34,74
MgO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	71,00	74,00	73,80	73,60	74,20	72,50
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	3,52	3,24	3,33	3,39	3,55	3,51

Примечание: 1 — T/1, бомба начала извержения I конуса; 2–5 — (T/3, T/5, T/7, T/10) бомбы I конуса; 6–9 — (T/14, 655, T/16, 925) лавовый поток из трещины горы 1004; 10–11 — (T/21, T/22) лавовый поток из северной бочки; 12–14 (T/27, T/28) — шлак II конуса; 15–17 — 3159, 918-ЮК, 3153) — лавовый поток из трещины II конуса; 18 — шлак лавовых котлов; 19 — бомба III конуса; 20 — лавовый поток

Прорыве промежуточные по составу базальты отмечены в конце деятельности этого Прорыва (пеплы, шлаки, лавы за 11–15 сентября). На Южном Прорыве породы промежуточного состава отмечались в первые дни его деятельности (см. рис. 30). Объем промежуточного состава на Северном Прорыве не превышает 5–10% общего объема продуктов его извержения. На Южном Прорыве доля аналогичных пород еще ниже. По особенностям химизма породы промежуточного состава близки к среднему составу оливин-пироксеновых базальтов Толбачинской ареальной зоны [Волынец, Хренов и др., 1977]. Породы промежуточного состава объединяют на петрохимических диаграммах поля фигуративных точек базальтов Северного и Южного Прорывов в единый рой. Однако, переход от одного типа пород к другому во времени весьма резкий, а направления эволюции расплавов несколько различаются. В обоих Прорывах расплавы эволюционируют в сторону относительного обогащения железом. Породы Южного Прорыва в целом относительно более железистые, чем породы Северного Прорыва [Волынец и др., 1976].

Пробы твердых продуктов извержения анализировались на содержание F, V и Be количественно-спектральным методом [Петров и др., 1978]. Содержание F и V испытывает существенные колебания в ходе извержения, обнаруживая определенную связь с его динамикой. Так, в базальтах Северного Прорыва концентрация V непрерывно возрастает в среднем от 32 г/т в начальный, взрывной этап извержения (7–22 июля) до

	Номер образца						
	7	8	9	10	11	12	13
	49,22	49,50	49,94	49,92	50,14	49,36	49,78
	1,01	1,01	1,08	1,00	1,04	1,08	0,97
	14,00	13,18	13,63	12,10	13,11	14,13	13,99
	2,92	3,18	2,52	4,37	4,86	2,15	2,95
	7,19	6,85	7,33	5,92	5,48	8,19	7,21
	0,17	0,18	0,18	0,15	0,17	0,17	0,17
	9,90	9,98	9,71	9,99	10,65	9,30	9,21
	11,13	12,34	12,04	11,93	11,44	11,19	10,92
	2,56	2,18	2,28	2,39	2,27	2,75	2,63
	1,11	0,93	0,93	0,96	0,84	1,21	1,02
	0,26	0,25	0,28	0,29	0,31	0,33	0,27
	0,22	0,00	0,00	0,06	Н/о	0,23	—
	0,14	0,29	0,26	0,30	0,20	0,20	0,09
	99,83	99,87	100,18	99,68	100,18	100,29	99,21
	0,43	0,43	0,41	0,40	0,37	0,44	0,39
	35,70	35,50	35,73	35,93	34,16	37,90	37,54
	70,70	75,70	71,20	82,60	81,20	65,80	65,80
	3,67	3,11	3,21	3,35	3,12	3,96	3,65

из трещины III конуса; 21 — 926, лавовый поток главного русла II конуса; 22–27 — лавы и бомбы конца извержения II конуса.

1 — колл. Ю.М. Дубика, 2–6, 8, 10–14, 22–25 — колл. А.П. Хренова; 7, 9, 15, 17, 26, 27 — колл. Г.Б. Флерова; 16 — колл. Ю.В. Ванде-Киркова; 18–21 — колл. В.А. Андреева.

Таблица 20 (окончание)

Окислы	Номер образца							
	14	15	16	17	18	19	20	
SiO <sub>2</sub>	49,98	49,18	50,04	50,12	49,52	49,75	49,94	
TiO <sub>2</sub>	0,97	1,01	0,83	0,86	1,02	1,01	1,10	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,68	13,18	13,58	13,56	13,58	14,22	13,35	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,08	2,48	7,02	2,85	2,87	2,85	3,01	
FeO	7,62	7,76	2,89	6,93	7,08	7,15	7,18	
MnO	0,15	0,15	0,18	0,18	0,17	0,15	Сл.	
MgO	9,35	10,16	10,56	9,65	9,99	10,15	10,66	
CaO	11,79	11,63	11,06	11,54	12,22	10,46	11,39	
Na <sub>2</sub> O	2,52	2,46	2,49	2,49	2,39	2,43	2,39	
K <sub>2</sub> O	1,09	1,44	1,02	1,02	0,96	1,02	0,96	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,24	0,16	0,16	0,21	0,27	0,22	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Нет	Нет	0,08	0,29	0,00	0,68	0,06	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,14	—	—	0,27	0,32	0,16	
Сумма	99,56	99,83	99,91	99,65	99,88	100,46	100,42	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,43	0,58	0,41	0,41	0,40	0,42	0,40	
f <sub>об</sub>	36,09	35,88	32,82	35,30	35,07	34,97	34,32	
MgO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63,90	77,10	77,80	71,20	73,60	71,40	79,80	
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	3,51	3,90	3,51	3,51	3,35	3,45	3,35	

Таблица 21

Химический состав пород Южного Прорыва БТТИ (извержение 1975–1976 гг.)

Окислы	Номер образца						
	1	2	3	4	5	6	
SiO <sub>2</sub>	50,36	50,14	50,76	50,98	51,18	50,84	
TiO <sub>2</sub>	1,44	1,50	1,31	1,45	1,56	1,65	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,07	16,02	16,77	16,54	16,98	16,12	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	2,84	3,30	3,30	3,48	3,81	
FeO	6,63	7,57	6,75	7,56	6,67	7,41	
MnO	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	0,12	
MgO	5,74	6,65	6,60	4,42	4,81	5,49	
CaO	9,35	9,75	8,75	8,98	9,10	8,86	
Na <sub>2</sub> O	3,21	3,09	3,47	3,60	3,47	3,21	
K <sub>2</sub> O	1,75	1,75	1,85	1,85	1,91	2,02	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,24	—	0,40	0,36	—	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	0,19	—	—	0,20	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,31	0,52	0,35	0,49	0,15	
Сумма	100,51	100,02	100,44	99,59	100,16	99,88	

Примечание: 1 — ГФ/638, шлак первого дня извержения; 2 — ГФ/644, поток первого дня извержения; 3 — 930/ЮК; 4 — 326/4а, Южный поток; 5 — 6072, поток; 6 — 929/ЮК, поток; 7 — А/606, лава 19.XII; 8 — А-613, лава, 21.XII; 9 — ТЛ/27-1, лава 27.I; 10 — ТЛ/28-1, лава 28.I; 11 — ТЛ/02-03, лава 02.III; 12 — ТЛ/03, лава 03.IV.

	Номер образца						
	21	22	23	24	25	26	27
	49,49	49,46	50,74	49,96	49,92	50,18	50,18
	1,00	1,20	1,10	1,13	1,29	1,31	1,32
	13,92	15,20	14,10	13,83	14,48	16,35	15,53
	3,47	3,69	3,21	4,87	3,47	4,23	4,05
	7,18	6,75	6,90	5,72	7,07	7,04	6,70
	0,16	0,17	0,18	0,17	0,18	0,16	0,17
	9,63	8,82	8,23	8,57	7,62	6,21	6,63
	11,57	10,13	10,53	10,51	10,05	9,86	9,53
	2,49	2,92	2,83	2,83	3,11	3,11	3,24
	1,04	1,46	1,36	1,53	1,69	1,54	1,85
	0,25	0,33	0,27	0,34	0,38	0,35	0,37
	Н/о	0,08	0,30	Нет	Нет	0,20	0,04
	0,24	0,13	—	0,20	0,18	0,15	0,12
	100,36	100,34	100,35	99,66	99,64	100,69	99,73
	0,42	0,50	0,41	0,54	0,50	0,50	0,57
	37,43	39,71	40,00	39,60	43,07	49,50	46,92
	69,20	58,00	58,40	62,00	51,90	38,00	42,70
	3,53	4,36	4,19	4,36	4,80	4,65	5,09

	Номер образца					
	7	8	9	10	11	12
	51,46	51,60	51,26	50,50	50,64	51,20
	1,55	1,40	1,65	1,30	1,58	1,71
	16,99	17,94	16,50	17,31	17,65	16,47
	4,46	2,71	2,83	3,65	3,54	3,35
	5,82	6,17	7,48	7,01	7,00	7,20
	0,16	0,17	0,17	0,15	0,17	0,17
	4,91	4,00	4,54	4,90	4,25	4,33
	8,65	9,36	9,00	8,62	8,84	9,42
	3,72	3,80	3,68	3,83	3,64	3,56
	2,02	2,07	2,24	2,19	2,10	2,07
	—	0,34	0,23	0,36	0,32	—
	0,11	—	0,13	—	—	—
	0,57	0,47	0,55	0,57	0,49	0,50
	100,42	100,03	100,23	100,39	100,33	99,98

41–43 г/т в период эксплозивно-эффузивной активности (29 июля – 21 августа). Затем, в период относительного усиления активности – раскрытия трещин, образования лавовых котлов (22–25 августа) – содержание В в породах резко уменьшается и остается низким почти до конца извержения Северного Прорыва, когда валовый состав лав начинает меняться в сторону большей щелочности и появляются базальты промежуточного состава.

Разброс содержаний F в породах более значителен, чем В, поэтому связь его концентрации с динамикой извержения менее отчетлива. Наиболее высокие содержания F в лавах Северного Прорыва отмечаются в период максимального усиления эффузивной деятельности.

Поведение Ве менее определено – на Северном Прорыве оно более сходно с поведением В.

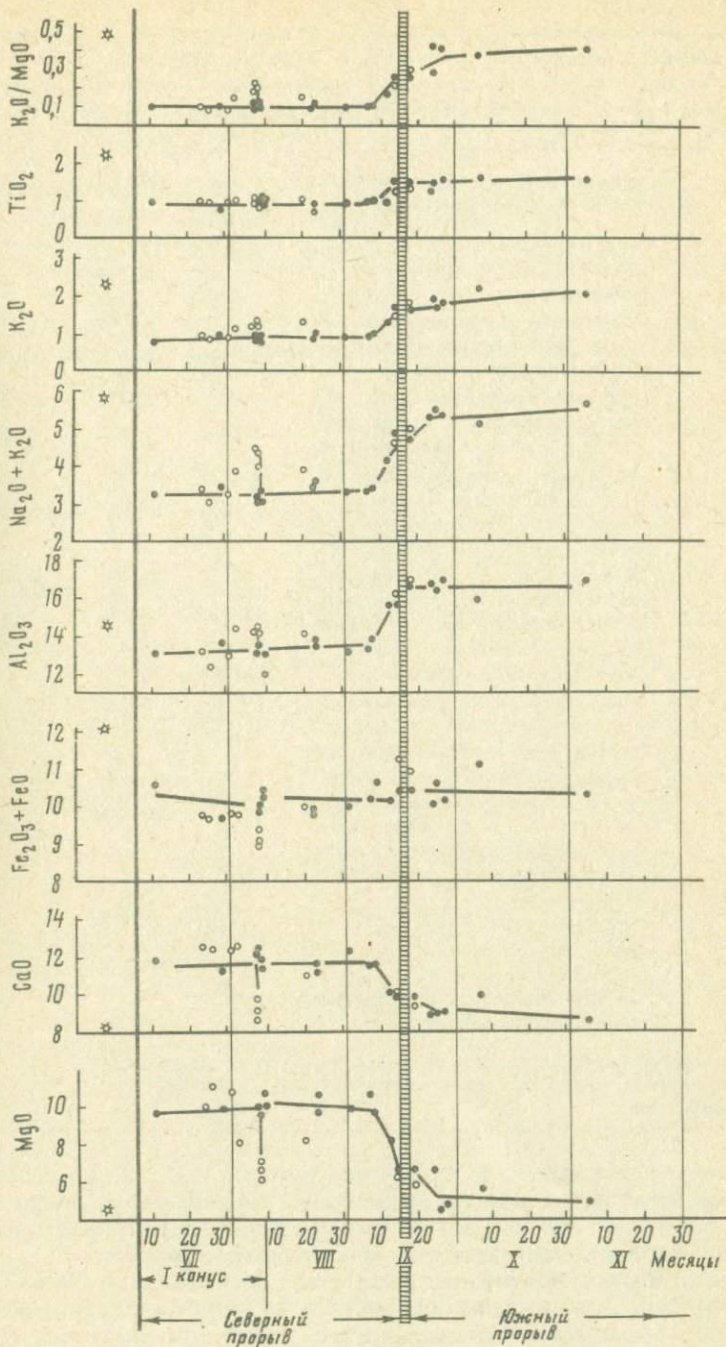
Вариации содержаний F, В и Ве в базальтах Северного Прорыва, связанные с динамикой извержения, приведены в табл. 22, любезно предоставленной автору О.Н. Волинцом.

Анализ минералогического и химического состава хронологически последовательных продуктов извержения не позволяет объяснить изменение вещественного состава пород в процессе извержения с помощью процессов кристаллизационной дифференциации и фракционирования в единой магматической колонне. Более того, субафировый характер базальтов Северного Прорыва исключает представление о кумулятивной природе их, а отсутствие среди продуктов извержения типичных плагиобазальтов ставит под сомнение вопрос об исходной плагиобазальтовой магме. Кроме того, принятие той или иной гипотезы фракционирования не может объяснить реально наблюдающуюся картину изменения химизма пород, последовательно поставившихся на поверхность в ходе извержения. В случае признания первичной родоначальной природы магмы состава “промежуточных” базальтов сначала появляются на поверхности “кумуляты”, потом “исходные расплавы” и, наконец, – “остаточные расплавы”. В случае же родоначальной магмы состава оливин-пироксенового базальта вслед за “недифференцированными” расплавами идут расплавы “заметьно более дифференцированные”. Причем время и объем проявления переходных, промежуточных пород крайне ограничены. В обоих случаях порядок, в котором расплавы должны были бы расположиться в единой колонне за счет фракционирования, прямо противоположен реально наблюдаемому.

А. Ритман [1964] писал, что наиболее подходящие условия проявления гравитационной дифференциации создаются в неглубоких магматических жерлах. Аналогичные взгляды развивал также А.Н. Сири́н, подчеркивавший, что “... местом гравитационной дифференциации... являлись верхние части подводных каналов” [Сири́н, 1971, стр. 156].

Для того, чтобы фракционирование было более или менее интенсивным, нужно достаточно длительное время, несоизмеримое с длительностью извержения. Действительно, даже элементарные приближенные расчеты с использованием формулы Стокса показывают, что скорость осаждения кристаллов темноцветных минералов с реально наблюдающимися в продуктах данного извержения размерами ( $d = 0,5$  мм) в

Рис. 30. Вариации химического состава пород в течение извержения  
1 – лавы; 2 – шлаки и пеплы; 3 – шлаки вершинного кратера вулкана Плоский Толбачик; 4 – перерыв во времени между Северным и Южным Прорывами



• 1 • 2 \* 3 4

Т а б л и ц а 22

Вариации содержаний F, B, Be в базальтах Северного Прорыва в зависимости от динамики извержения

Дата	Ход и характерные особенности процесса извержения	B	F	Be	
Июль:	7	Непрерывная эксплозивная активность, формируется I конус	32 (9)	295 (9)	0,60 (9)
	23		28—37	220—560	0,40—0,85
	23	Формируется I конус; на фоне эксплозивной активности единичные паузы	35 (13)	250 (18)	0,65 (18)
	28		27—43	150—360	0,45—0,90
Август:	29	Эффузивно-эксплозивная активность, формируются шлаковый конус I и лавовые потоки	42 (7)	255 (6)	0,65 (6)
	9	Эффузивно-эксплозивная активность; формируется II шлаковый конус и глыбовый лавовый поток	41 (10)	240 (10)	0,85 (10)
	16		36—47	170—300	0,55—1,30
	17	Эффузивно-эксплозивная активность; образование III конуса; продолжают формироваться II конус и глыбовый лавовый поток	43 (3)	290 (3)	0,95 (3)
	21		40—44	180—370	0,75—1,15
	22	Эффузивно-эксплозивная активность; на фоне продолжающегося роста II конуса и излияния глыбового потока образуются мини-вулканчики и лавовые котлы	27 (8)	290 (6)	0,80 (7)
	25		22—33	190—500	0,55—1,15
	Сентябрь:	26	Эффузивно-эксплозивная активность; продолжается формирование II конуса и глыбовых потоков	24 (4)	360 (5)
6		19—28		210—570	0,60—1,05
7		Эффузивно-эксплозивная активность; на фоне эксплозивной деятельности II конуса и излияния глыбового лавового потока происходит образование жидких лавовых потоков	24 (4)	360 (5)	0,90 (5)
10			19—28	300—600	0,75—1,75
11	Эффузивно-эксплозивная активность; продолжается формирование II конуса; глыбового (до 13.1X) и жидких лавовых потоков; изменяется состав лав.	43 (19)	350 (19)	1,10 (19)	
			20—57	190—680	0,70—1,90

П р и м е ч а н и е: Содержание F, Be, B в г/т. В графе содержаний — в числителе: среднее значение, в скобках — количество анализов, в знаменателе: пределы колебаний содержаний.

условиях малых давлений составляет всего 0,5—0,6 м/год. Даже при размерах кристаллов значительно бóльших ( $d = 2,0$  мм) скорость осаждения составляет 8,4—8,6 м/год. Таким образом, эффективное фракционирование в процессе извержения, по-видимому, нереально.

По-видимому, эффективное разделение компонентов расплава могло бы обеспечить газовый перенос (пневматолитическая дифференциация А. Ритмана), особенно если учесть крайне интенсивную газовую продукцию, наблюдавшуюся в течение почти всей деятельности первого Прорыва. Согласно представлениям А. Ритмана "... пневматолитическая дифферен-

циация возможна только в пиромагме, но не лишенной пузырьков гипомагме. Она может протекать только при сравнительно низком давлении и только при медленном выделении газа из пиромагмы. Если этот процесс происходит слишком бурно, как это бывает во время извержения..., то взрывно выделяющиеся газы захватывают все или почти все пневматофильные соединения, вынося их в атмосферу" [Ритман, 1964; стр. 272].

Действительно, судя по составу возгонов, многие труднорастворимые компоненты магмы могут переноситься в газовой фазе. Однако в настоящее время нет объективных данных о подвижности различных компонентов, за исключением, пожалуй, щелочей. Так, согласно А. Ритману [1964], к пневматофильным компонентам относятся: Na, Fe, P, Mn, K, Zr и др. По Д.С. Коржинскому [1955] ряд подвижности компонентов при высокотемпературных процессах выглядит следующим образом:  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $O_2$ ,  $MgO$ , Fe, CaO,  $SiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ .

К сожалению, мы не имеем никаких данных ни о составе газовой тучи данного извержения (состав магматических газов см. в статье И.А. Меняйлова и др., 1980; там же указаны масштабы выноса петрогенных элементов в составе эруптивных газов), ни об относительных количествах петрогенных компонентов в магматическом газе. Тем не менее, крайне интенсивная газовая продувка является одним из самых существенных факторов деятельности Северного Прорыва. Имея в виду этот факт, можно попытаться объяснить разницу в составе продуктов извержения с помощью предложенного А. Ритманом механизма. В этом случае оливин-пироксеновые базальты будут соответствовать дегазированной эпимагме, а базальты промежуточного состава — первичному расплаву. При этом магматический газ содержит заметные количества Na, K, Al, P и др. [Меняйлов и др., 1980]. Наблюдавшееся резкое ослабление интенсивности газовой продувки, предшествовавшее появлению пород промежуточного состава, привлекает внимание к предложенному механизму.

Наконец, возможен еще один механизм объяснения наблюдающихся соотношений пород — смешение расплавов. В этом случае следует признать существование самостоятельных изолированных (разноглубинных?) очагов расплавов, соответствующих оливин-пироксеновым и мегаллагиофировым базальтам. Не обсуждая степени родства этих расплавов, которые могут быть как продуктами магматической дифференциации единой родоначальной магмы так и независимыми проявлениями глубинной магматической активности, укажем только, что предложенное объяснение снимает целый ряд противоречий, стоящих перед ранее рассмотренными гипотезами. Действительно, становится понятным резко различный состав преобладающих по объему пород в каждом прорыве — действуют самостоятельные очаги. С другой стороны, базальты промежуточного состава легко могут быть получены смешением магнезиального и субщелочного глиноземистого расплавов в различной пропорции [Волицынец и др., 1978].

Разнообразию структур основной массы пород Северного Прорыва находит объяснение в многоплановости динамики извержения, тогда как для продуктов извержения Южного Прорыва характерны однотипные структуры основной массы, которые лишь незначительно меняются по вертикальному разрезу отдельных жидких лавовых потоков.

Наиболее активно действующий вулкан в Восточной вулканической зоне Камчатки — это Карымский. Он представляет собой почти правильный конус высотой 1516 м над уровнем моря, расположенный в центральной части кальдеры (рис. 31). Относительная высота конуса 600 м, диаметр основания 1100 м, объем 0,8 км<sup>3</sup>. Кратер вулкана в постэруптивный период представляет собой чашеобразную (или блюдцеобразную) воронку диаметром 200 м. Южная часть кратера выше северной. Одной из особенностей деятельности вулкана является периодическое формирование внутрикратерных экструзивно-эффузивных куполов.

Подробная сводка об исторических извержениях вулкана, закономерностях эволюции состава вулканитов, петрографические и геохимические характеристики даны в монографии Б.В. Иванова [1970].

Новый эруптивный цикл охватывает период 1970–1971 гг. [Дубик и др., 1972; Дубик и др., 1973; Хренов, 1974]. Последняя активизация

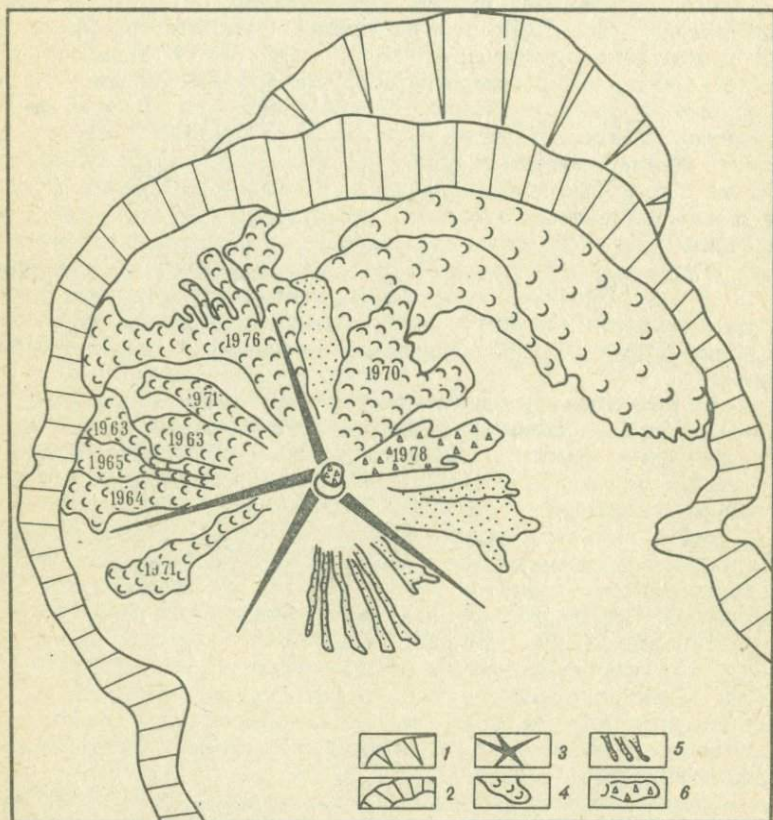


Рис. 31. Схема строения Карымского вулкана

1 — взрывная воронка кальдеры Двор; 2 — кальдера Карымского вулкана; 3 — конус вулкана; 4 — лавовые потоки; 5 — отложения агломератовых потоков; 6 — отложения внутрикратерного купола

вулкана с излиянием лавовых потоков происходила в 1976 г. [Фирстов и др., 1978] и в 1979 г.

За историческое время в деятельности Карымского вулкана трижды отмечалось формирование внутрикратерного купола: в 1962–1963 гг. [Иванов, 1970], в 1971 г. [Дубик, Хренов и др., 1972] и в 1978 г. Внутрикратерный купол 1978 г. отличается от куполов 1962 и 1971 гг. Если предыдущие куполы были преимущественно эффузивно-экструзивные, то новый купол — экструзивный.

Автор детально изучал извержение 1970–1971 гг., кроме того, были изучены продукты извержений 1976 и 1978 гг.

### Динамика извержения

Извержение Карымского вулкана возобновилось после трехлетнего периода покоя 11 мая 1970 г. Новый эруптивный цикл активности вулкана продолжался до 15 ноября 1971 г. В результате начальной — кульминационной — стадии извержения вулканского типа произошли разрушение застывшей верхней части магматической колонны и извержение газонасыщенного пемзового материала в виде раскаленных лавин. Высота газово-пепловых выбросов достигала 6 км. Этот период продолжался менее двух суток. Объем выброшенного материала составил 0,008 км<sup>3</sup>. В ночь с 13 на 14 мая 1970 г. извержение приняло непродолжительный эффузивно-эксплозивный характер стромболианско-вулканского типа (рис. 32). Из кратера излился глыбовый андезито-дацитовый лавовый поток объемом 0,006 км<sup>3</sup>. Источником излияния лавы служил вершинный кратер диаметром около 200 м. Поток покрыл на северо-восточном склоне площадь около 1,2 км<sup>2</sup>. Мощность лавы во фронтальной части потока составляла 10 м, в средней части склона — 5 м, а в прикратерной части — 2–5 м. С 15 мая активность вулкана стабилизировалась: пепловые выбросы на высоту до 1 км происходили регулярно 5–6 раз в сутки. 19 мая на лавовом потоке наблюдались лишь незначительные подвижки лавы во фронтальной его части. Отложения раскаленных лавин к этому времени практически остыли, фумаролы на них, так же как и на лавовом потоке, отсутствовали.

В июле–декабре 1970 г. вулкан находился в стабильной умеренной эксплозивной стадии активности, отмечалось в среднем пять–шесть взрывов в сутки. Большинство эксплозий было бесшумными с высотой эруптивного облака 800–1200 м. Примерно раз в сутки происходил взрыв, сопровождавшийся звуковым эффектом и выбросом материала в виде пепла и бомб. Наиболее мощные по силе взрывы с выбросом бомб отмечались за этот период 31 августа, 8 и 16 сентября. В конце декабря 1970 г. в кратере вулкана началось формирование эффузивного купола, рост которого сопровождался сравнительно редкими (10–12 в сутки) газовыми выбросами (типа продувок).

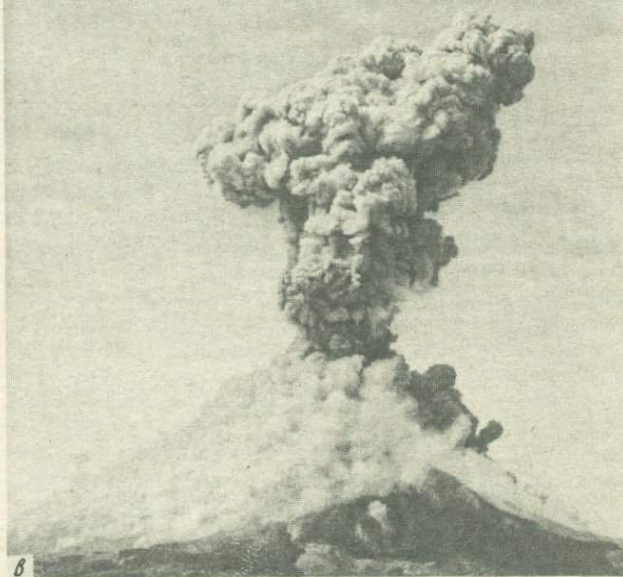
25 января 1971 г. двумя направленными взрывами была разрушена и выброшена на северо-западный склон вулкана большая часть купола. К концу июня купол вновь заполнил весь северо-восточный сектор кратера. Паро-газовые выбросы, сопровождающие рост внутрикратерного купола, обладали средней силой с высотой выброса 300–500 м и интервалом 5–6 часов. 13 июля характер эксплозивной деятельности вулкана резко изменился: паузы между взрывами, которые стали сопровождаться звуковым эффектом, подобным шуму реактивного двигателя, сократились до двух минут, иногда до 30 сек. Форма эруптивного облака была



*a*



*b*



*в*

Рис. 32. Динамика взрыва стромболианско-вулканского типа извержения (фото автора)



Рис. 33. Эксплозивно-эффузивная стадия извержения вулкана (фото автора)

чаще всего грибообразной, высота его над кратером — 200–300 м. Выбросы шли сквозь купол. В целом период умеренной эксплозивной деятельности продолжался до 16 июля 1971 г., когда извержение вновь приняло эффузивно-эксплозивный характер стромболианско-вулканского типа. Из внутрикратерного купола, сформированного за январь–июль 1971 г., через жерло диаметром 5 м началось излияние глыбового лавового потока, спустившегося двумя рукавами по северо-западному склону вулкана (рис. 33). В первые дни скорость движения лавы в русловой (осевой) части потока достигала 8 км/час, а впоследствии снизилась до 1,5 м/час и сохранялась на этом уровне в течение четырех месяцев (табл. 23). Одновременно сохранялась и эксплозивная активность с выбросами раскаленной пирокластики и пепла на высоту до 300 м. Объем излившейся лавы составил  $0,008 \text{ км}^3$ , мощность лавовых потоков во фронтальной части составляла 25–30 м, на крутом ( $32^\circ$ ) участке склона — 10–12 м. Рассчитанная вязкость лавы  $3 \cdot 10^7$  пуаз. Общий объем изверженного материала за этот эруптивный этап, длившийся 172 дня, составил  $0,03 \text{ км}^3$ .

В 1976 г. после двухлетней слабой эксплозивной деятельности на северо-западный склон вулкана излился несколькими рукавами лавовый поток глыбового типа. Объем излившейся лавы оценивается в  $0,012 \pm 0,004 \text{ км}^3$  [Фирстов и др., 1978]. По характеру эксплозивной активности и продолжительности этот период аналогичен эффузивно-эксплозивному этапу извержения 1971 г.

С февраля 1978 г. на Карымском вулкане происходит формирование

Характеристика извержения	Тип извержения					
	Вулканский	Вулканский пелейский	Суффриер	Стромболианский, вулканский	Вулканский	Стромболианско-вулканский
Продолжительность стадии	30 часов	10—12 часов	20 часов	1—3 дня	14 месяцев	172 дня
Продукты извержения	Резургентный пепел	Пепел, пемзы	Пемзовидные андезито-дациты раскаленных лавин, пепел	Андезито-дациты лавового потока, бомбы, пепел	Вулканические бомбы, пепел	Андезито-дациты лавового потока, бомбы, пепел
Объем изверженного материала, км <sup>3</sup>	0,0002	0,0025	0,005	0,005	0,0009	0,008

внутрикратерного экструзивного купола. Паро-газовые выбросы, сопровождающие рост купола с интервалом от 40 мин. до 2 час, поднимались на высоту до 200 м над куполом. В ночное время над кратером во время взрывов наблюдалось свечение. В конце ноября серией взрывов купол частично был разрушен, а его материал в виде трех языков агломератовых потоков выброшен на западный склон вулкана.

В дальнейшем следует ожидать более мощных эксплозий, которые должны полностью разрушить купол, возможен переход в эффузивную стадию активности<sup>1</sup>.

#### Общая характеристика твердых продуктов извержения вулкана в 1970—1971 гг.

Все твердые вулканические продукты извержения (пеплы, бомбы, лава) отвечают по составу андезито-дацитам, типичным для Карымского вулкана.

**Пеплы.** К пеплам кульминационной стадии извержения в значительной степени относится и раздробленный пемзовый материал. Пепловые пробы не отражают истинного состава исходной породы, так как существенная часть вулканического стекла попадает в самые мелкие фракции и выносится на периферию зоны пеплопада.

В пеплах выделены две разновидности вулканического стекла: плотное, темноокрашенное с пылевидными включениями магнетита и пористое, светлоокрашенное. Темное стекло выпало из пепловой тучи преимущественно в радиусе до 15 км от вулкана, светлое же стекло выносилось значительно дальше. Объем резургентного пепла невелик и составляет

<sup>1</sup> С августа 1979 г. извержение приняло эксплозивно-эффузивный характер, глыбовые лавовые потоки достигали северного борта кальдеры, а в 1980 г. продолжали заливать дно кальдеры.

0,0002 км<sup>3</sup>. В целом объем ювенильного материала, выброшенного в виде пепла и обломков пемзы, составил 0,0025 км<sup>3</sup> [Дубик и др., 1972].

Материал раскаленных лавин. Наиболее характерным для извержения 1970 г. было формирование отложений раскаленных лавин на склоне конуса. Эти отложения перекрывают пеплы кульминационного взрыва и, в свою очередь, перекрываются на северо-восточном склоне глыбовым лавовым потоком, что позволяет отнести их к завершающему этапу кульминационной стадии. В верхней трети конуса отложения раскаленных лавин образуют сплошной чехол и отсутствуют лишь на наиболее крутых участках склона. Здесь их мощность не превышает 1 м. Ниже по склону наблюдается значительное увеличение мощности и приуроченность главной массы пирокластического материала к отрицательным формам рельефа. У подножия конуса отложения раскаленных лавин образовали отдельные потоки длиной до 1 км и шириной 200–300 м. Мощность их во фронтальных частях достигает 6–8 м. Отложения раскаленных лавин представлены хаотическим нагромождением глыб диаметром от 1 до 5 м и более мелких обломков, погруженных в наполнитель — песчано-пепловый материал.

Глыбы и обломки имеют изометричную форму с округлыми очертаниями и несут явные признаки окатанности. Это преимущественно пористый пемзовидный андезито-дацит светлых оттенков, реже встречается более плотные темноокрашенные разновидности, переходные к лавам. Интересны шаровые образования диаметром от 1 до 3 м с концентрическим зональным строением. Как правило, внешняя зона представлена либо коркой закалки, либо очень пористым пемзовидным материалом. Иногда поверхность имеет форму хлебной корки. Характерно также присутствие полосчатых лав с четкими чередующимися прослоями светлого и темного андезито-дацита. Аналогичные образования описаны Б.В. Ивановым [1970] при изучении продуктов извержения Карымского вулкана в 1962–1965 гг. Общий объем отложений раскаленных лавин 1970 г. оценивается нами в 0,005 км<sup>3</sup>.

**Бомбы.** По морфологическим особенностям на Карымском вулкане выделены два типа бомб: пемзовидные с поверхностью типа хлебной корки и плотные тяжелые бомбы, представляющие собой угловатые эруптивные обломки лавы [Иванов, 1970].

Одновременно с образованием раскаленных лавин из кратера выбрасывались пемзовидные бомбы. Их форма обычно шаровидная, эллипсоидальная, лепешкообразная, размеры — 0,2×0,5 м и даже 1,0×1,5 м. Строение бомб чаще всего зональное: плотная растрескавшаяся корка светло-серого цвета мощностью 5–20 см переходит в пемзовидную пористую массу.

подавляющее большинство бомб представляет собой плотные монолитные угловатые обломки лавы. В эффузивно-эксплозивную стадию они выбрасываются в состоянии ярко-красного каления, в эксплозивную — в холодном виде. Размеры их самые разнообразные — от первых сантиметров (осколки) до 1–2 м по наибольшему измерению. По своему составу и строению они идентичны с лавовыми потоками.

**Лавы.** Лавы эруптивного цикла 1970–1971 гг. макроскопически представляют собой черные порфиновые породы стекловатого облика с хорошо видимыми вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. В некоторых образцах видны единичные зерна оливина. По своему строению лавовые потоки относятся к санторинскому типу — это нагроможде-

ние глыб размером от 0,5X1,0 м до 3X4 м с четко выраженными бортовыми валами. С поверхности отдельные глыбы покрыты темной (стекловатой) или кирпично-красной (шлаковой) коркой мощностью 5—15 см. В некоторых из них на гладкой поверхности типа "раковистого излома" прослеживается чередование полос черного смоляного и бурого цветов, отражающее ламинарное течение в потоке.

Центральная (осевая) поверхность потока, как правило, имеет четко выраженные валы течения, которые постепенно к фронтальной части переходят в хаотическое нагромождение глыб. Одной из особенностей лав Карымского вулкана является отсутствие на них фумарол.

### Петрографические характеристики продуктов извержения Карымского вулкана

Первым ювенильным материалом извержения 1970 г. надо считать пемзовый материал раскаленных лавин. Пемзы кульминационной стадии извержения представляют собой очень пористые породы (пористость 25%), содержание не более 8% вкрапленников в пересчете на плотную породу. Основная масса пемз на 90% сложена вулканическим стеклом. Шаровые образования раскаленных лавин имеют зональное строение. Для их раскристаллизованной поверхности характерна порфиристая структура с гиалопилитовой основной массой. Постепенный переход к центральным частям выражается в смене на витрофиловую структуру пузыристой части с гиалиновой и витрофиловой основной массой. Одна из особенностей пемзовых образований на Карымском вулкане (отмеченная еще Б.В. Ивановым для подушечных лав 1963 г.) заключается в том, что внешняя более стекловатая и плотная корка по сравнению с центральной частью обогащена вкрапленниками плагиоклаза на 15—20%.

Аналогичные результаты были получены автором при изучении пемзовидных продуктов извержения вулкана в 1970—1971 гг. (материал раскаленных лавин и пемзовидные бомбы) и при изучении пемзовых бомб, предшествующих формированию экструзивного купола в кратере вулкана в 1978 г.

Таким образом, в пемзовидных шарообразных андезито-дацитах Карымского вулкана наблюдается "обратное" зональное распределение фенокристаллов плагиоклаза, по сравнению с зональностью в базальтовых бомбах, в которых нередко наблюдается обогащение вкрапленниками плагиоклаза (БТТИ) центральных частей. В большинстве случаев в зональных базальтовых бомбах отличие между коркой "закалки" и центральной частью наблюдается лишь в смене структур основной массы [Хренов, 1979].

Такое зональное распределение плагиоклаза в шаровых пемзовидных бомбах Карымского вулкана может быть с успехом объяснено с позиции стеклования, предложенной Д.И. Фрих-Харом [1977].

В лавах следующих этапов извержения по сравнению с пемзами количество вкрапленников резко увеличивается. Возрастает оно также и в лавовых потоках по мере их излияния. При этом в лавах потока 1970 г. количество вкрапленников изменяется от 15% в начале до 20—25% — в конце. В лавах потока 1971 г. содержание вкрапленников лежит в пределах тех же 20—25% и каких-либо закономерностей в изменении количества их не обнаруживается (табл. 24). Содержание темноцветных минералов — орто- и клинопироксена остается в ходе извержения Карымского вулкана практически постоянным. Структура основной массы иногда ме-

Таблица 24

Количественно-минеральный состав продуктов извержения Карымского вулкана (1970 г.), об. %

№ образца	Основная масса	Плагиоклаз	Пироксен	Рудный
1	2	3	4	5
К-70/1	89,60	5,50	2,70	2,40
13-70/1	87,70	10,70	ед.	2,10
6-70/1	80,70	15,00	2,60	2,50
10-70/1	79,00	14,00	3,40	1,60
6-70/1	76,00	21,00	0,80	0,70
30/70	70,50	22,00	5,70	1,10
	71,70	24,00	2,30	1,40
4/70	67,70	24,00	4,80	2,00
3-70/1	72,40	22,80	3,40	1,40
	72,40	22,30	3,00	0,80
5/21	78,30	20,00	1,00	0,70
5/22	85,00	11,30	2,40	1,30
5/24	80,10	15,40	0,90	3,50
5/25	80,70	17,30	1,60	0,40
5/27	80,00	16,50	3,00	0,40
5/34	84,10	14,30	0,50	1,10
5/35	83,50	13,60	1,50	1,30
5/36	87,20	10,60	0,60	1,50
5/37	75,30	16,20	5,10	3,40
6/42	78,00	20,10	0,80	1,00
6/44	75,10	18,20	4,60	1,90
6/45	80,00	16,30	3,20	0,40
6/46	81,10	14,70	2,20	2,00
6/53	80,20	17,50	2,00	0,40
6/55	77,00	21,90	0,40	1,30
6/57	77,30	18,10	3,20	1,40
22 <sup>a</sup>	83,00	12,50	4,30	1,00
22 <sup>b</sup>	81,50	14,40	3,50	1,20
23	77,50	18,90	3,10	0,50
23 <sup>a</sup>	72,50	23,20	1,70	1,20
23 <sup>b</sup>	80,00	18,00	1,40	0,30
8	79,00	15,00	3,20	2,20
9 <sup>a</sup>	83,00	14,50	1,70	1,20
11 <sup>a</sup>	83,40	14,00	1,20	1,60
11 <sup>b</sup>	80,00	16,50	2,80	1,30
11 <sup>в</sup>	79,60	17,20	1,80	1,20
11 <sup>г</sup>	80,00	15,30	3,70	1,30
12	82,50	14,50	2,40	0,90
24	77,80	16,80	4,60	0,90
25 <sup>b</sup>	83,30	13,60	3,20	1,10
26	75,60	20,50	3,10	0,80
27	77,30	19,20	3,10	0,50
32	77,20	19,10	3,10	0,70
33	67,20	17,00	4,00	0,80
34	85,00	11,40	2,60	0,80

Таблица 24 (окончание)

1	2	3	4	5
36	77,00	15,10	5,10	1,60
37	70,00	16,00	3,50	1,60
37 <sup>a</sup>	71,20	22,60	4,60	1,30
38	71,00	22,00	5,20	1,50
39	78,00	18,00	5,30	1,50
104	75,40	19,40	4,50	1,70
105	75,50	19,50	4,00	2,00
106	72,10	22,20	5,20	1,50
107	71,40	23,10	3,50	2,00
108	72,90	22,00	3,90	1,20
110	88,20	7,80	2,10	1,90
111	84,30	11,10	3,40	1,20
112	82,90	12,10	3,00	2,00
113	79,60	16,10	3,20	1,10
114	73,80	21,20	3,40	1,60
115	74,50	19,50	4,70	1,30
116	72,50	21,20	4,70	1,60

Примечание. К-70/1 — пемза; 13-70/1 — пемзовидный андезито-дацит из раскаленной лавины; 6-70/1 — полосчатая лава (светлый прослой); 10-70К — плотный андезито-дацит из раскаленной лавины; 6-70/1 — полосчатая лава (темный прослой); 30/70 — андезито-дацит последней порции лавового потока; 4/70 — плотный андезито-дацит; 3-70/1 — вулканическая бомба; 4/70-3 — вулканическая бомба андезито-дацита выброса 31.IX 70 г.; 5/21-6/57 — лавовый поток 1970 г.; 22<sup>a</sup> — бомбы 1970 г.; 8—12 — 1 порция лавового потока 1971 г.; 24—39 — 2 порция лавового потока 1971 г.; 104—108 — лавовый поток 1976 г.; 110—116 — экструзивный купол 1978 г.

няется в одной глыбе лавового потока от витрофировой, криптокристаллической до гиалопилитовой и пилотакситовой, что практически не встречается в базальтовых лавах.

Лавы извержения 1976 г. по составу и петрографическим характеристикам аналогичны лавам 1971 г. Содержание вкрапленников в них такое же, как и в лаве 1971 г., т.е. 20—26%. По динамике извержения период извержения 1976 г. аналогичен извержению 1971 г.

В 1978 г. в кратере Карымского вулкана удалось отобрать продукты, слагающие экструзивный купол в хронологической последовательности их поступления на поверхность. Начало формирования купола связано с выбросом пемзовых бомб, аналогичных по составу и петрографическим характеристикам материалу пемзовых раскаленных лавин извержения 1970 г., а последующие порции купола идентичны лавам 1971 г.

При сравнении всех наблюдаемых исторических извержений Карымского вулкана, начиная с 1962 г., можно выявить некоторые общие закономерности. Каждый раз в пароксизмальные стадии извержения (январь и май 1963 г.) после мощных эксплозий изливались жидкие газонасыщенные потоки пемзовидного облика (подушечные, шаровые, покровные лавы, по Б.В. Иванову), содержание вкрапленников в которых не превышало 8,0—10,0%. В периоды же умеренно эксплозивной или эксплозивно-эффузивной стадий (когда изливались глыбовые лавовые потоки)

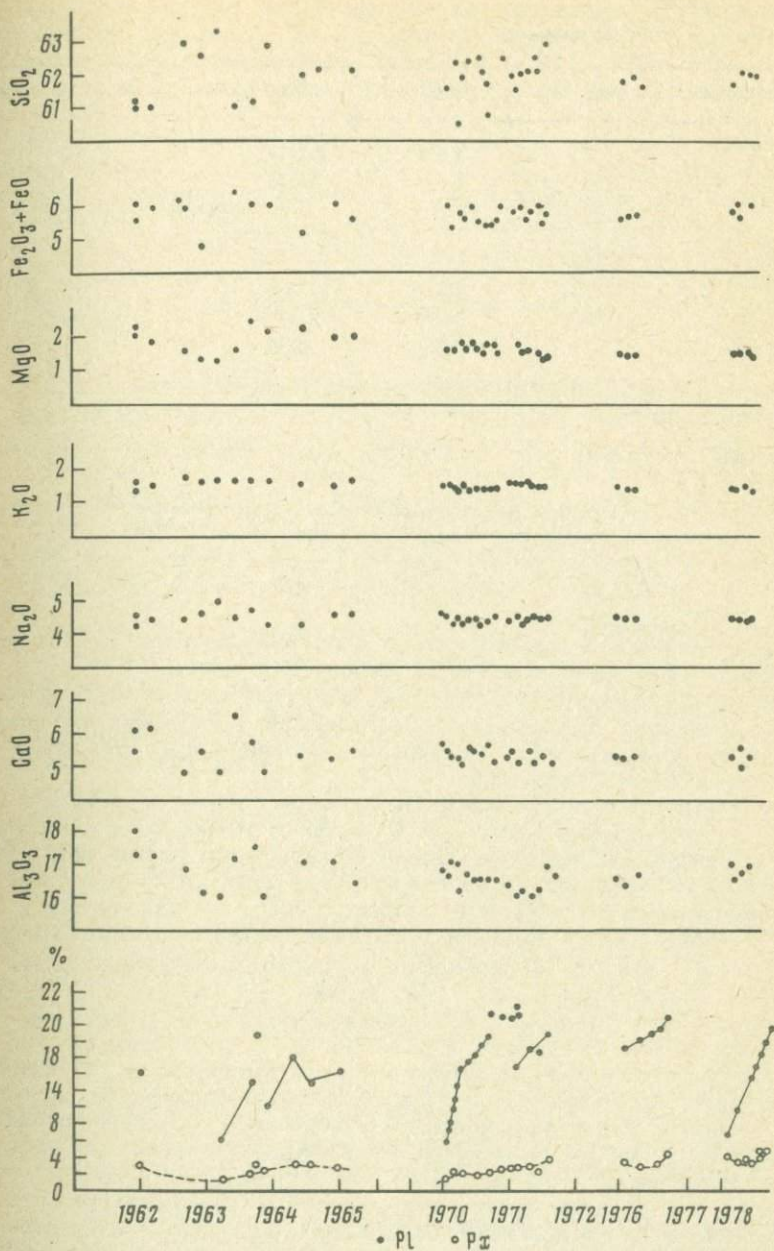


Рис. 34. Вариации количественно-минералогического и химического состава в ходе извержений, вулкана Карымского  
 1 — вкрапленники плагиоклаза; 2 — вкрапленники пироксена

Таблица 25

Оптические свойства оливина

№ образца	Ng	Np	Ng-Np	Содержание Fo
6	1,712	1,675	0,037	82
11 <sup>в</sup>	1,716	1,676	0,040	80
12 <sup>б</sup>	1,721	1,682	0,039 (в основ- ной массе)	77,5
38 <sup>б</sup>	1,712	—	—	82
40	1,712	1,675	0,037	82
43	1,712	1,674	0,038	82
Среднее	1,712	1,676	0,038	

Примечание. Оливин из основной массы — более железистый.

содержание вкрапленников в вулканических продуктах составляло 16–20%.

На рис. 34 показано среднее содержание вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов в продуктах извержения с 1962 по 1978 гг. Непрерывной линией соединены точки по средним содержаниям плагиоклаза в андезито-дацитах, последовательно поступавших на поверхность в ходе одного извержения.

Микроскопические характеристики бомб обломочного облика тождественны с характеристиками лавы глыбового строения.

Состав вкрапленников во всех типах пород извержения 1970–1971 гг. (как и в породах предыдущих и последующих извержений) одинаков: плагиоклаз (преобладающий минерал), клинопироксен, ортопироксен, магнетит, единичные зерна оливина.

Кристаллы плагиоклаза имеют таблитчатую форму и размеры 0,2–2,0 мм по наибольшему измерению. В пемзах, в отличие от лав присутствуют кристаллы обломочного облика. Вкрапленники плагиоклаза и пироксена часто образуют гломеропорфиновые сростки. Состав зональных плагиоклазов изменяется от лабрадора  $An_{65}$  до андезина  $An_{46}$  (от ядра к краю). Состав внешней зоны вкрапленников отвечает составу микролитов. Характерно проявление в плагиоклазах осциллярной зональности, причем количество зон велико. Б.В. Иванов [1970] приводит подробное петрографическое описание породообразующих минералов в продуктах извержения 1962–1965 гг., а О.Н. Волынец [1976] проводит статистическую обработку составов плагиоклазов этого цикла извержения с целью выяснения его возможных вариаций в ходе эруптивного процесса. Эти данные хорошо согласуются с результатами наших определений эволюции содержания анортитовой молекулы плагиоклаза в ходе извержений 1970–1971 гг., 1976 и 1978 гг. Все исследования показали, что в целом состав плагиоклазов в продуктах извержений Карымского вулкана достаточно постоянен и варьирует от лабрадора до андезина. В лавовом потоке 1971 г. наблюдалось уменьшение кальциевости и увеличение степени упорядоченности плагиоклаза от начальных порций к конечным.

Моноклинный пироксен встречается как во вкрапленниках, так и в микролитах основной массы. Он образует в андезито-дацитах идиоморф-

ные кристаллы от 0,2 до 0,5 мм. В гломеропорфировых сростках они достигают размера до 2,0 мм. Угол оптических осей  $2V = 58^\circ$ ,  $cNg = 42^\circ$ .

Количество клинопироксена в лавах 1970–1971, 1976 и 1978 гг. примерно постоянно, значительных изменений состава в ходе извержений не отмечается.

Ромбический пироксен присутствует во всех типах лав, преобладает над моноклинным. Кристаллы его, как правило, идиоморфные, прозрачные, плеохроируют от светло-зеленого до бурого цвета. По оптическим свойствам ( $2V = 64–67^\circ$ ) он относится к железистому бронзиту.

Оливин встречается достаточно редко в виде единичных зерен, размером до 2,0 мм. До извержения лав 1970 г. он не описан. Показатели преломления и состав оливина были определены А.В. Колосковым на приборе ППМ-1.

### Химизм продуктов извержения

Карымский вулкан является единственным среди действующих вулканов в Курило-Камчатской зоне, изливающим на поверхность лавы андезито-дацитового состава. В ходе этого и предыдущих извержений Карымского вулкана химический состав вулканитов остается практически постоянным [Иванов, 1970; Дубик и др., 1972] (табл. 26).

Изучение распределения ряда микроэлементов Na, K, Rb, Li, B, F, Be показало, что содержание их в продуктах извержения не меняется (табл. 27).

По данным Н.Ф. Красова, в ходе кристаллизации остаточный расплав магмы вулкана Карымского существенно раскисляется и достигает риолитового состава. Валовые составы лав вулкана остаются постоянными и близки исходному андезитовому составу, что указывает на отсутствие сепарации кристаллических фаз от расплава и соответственно на то, что роль кристаллизационной дифференциации в формировании их геохимического обмена незначительна [Красов, 1980].

Таким образом, начальные стадии извержения 1970–1971 гг. характеризовались вполне закономерной последовательностью эруптивных событий: возобновление активности, разрушение застывшей верхней части магматической колонны; кульминационная фаза — извержение наиболее газонасыщенного пемзового материала в результате мощной эксплозивной деятельности; кратковременная эффузивно-эксплозивная стадия — формирование глыбового лавового потока; стабильная умеренная эксплозивная деятельность и рост внутрикратерного купола; стадия преобладания эффузивной деятельности — излияние двух глыбовых лавовых потоков.

В извержениях Карымского вулкана, как правило, выделяются две стадии: эксплозивная и эксплозивно-эффузивная. Многолетние наблюдения за деятельностью вулкана позволяют считать основным типом его эксплозивных извержений — вулканский, иногда переходящий в вулканско-стромболианский.

Среди андезито-дацитов отложений раскаленных лавин можно выделить разновидности, близкие к пемзам кульминационных взрывов, так и к лавам эффузивной стадии извержения. В отложениях встречаются также и полосчатые лавы, где в виде чередующихся прослоев присутствуют те, и другие.

В лавах, соответствующих более поздним этапам эруптивного цикла, закономерно увеличивается степень кристалличности. Пористость

Таблица 26

Химический состав продуктов извержения вулкана Карымского

Окислы	Номер образца					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	61,64	62,46	60,60	62,50	62,51	62,70
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,85	0,92	0,99	1,04	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,87	16,63	17,17	16,94	16,39	16,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74	1,76	2,51	2,35	2,68	2,03
FeO	3,35	3,59	3,33	3,39	3,67	3,68
MnO	0,37	0,22	0,14	0,15	0,15	0,13
MgO	1,70	1,70	1,96	1,80	1,90	1,87
CaO	5,75	5,63	5,33	5,33	5,19	5,75
Na <sub>2</sub> O	4,61	4,63	4,42	4,53	4,32	4,42
K <sub>2</sub> O	1,73	1,73	1,67	1,48	1,68	1,55
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,04	—	0,04	0,06	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,04	0,20	2,06	0,12	0,18	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,35	0,32	0,38	0,43	0,38
CO <sub>2</sub>	0,37	0,22	H/o	H/o	H/o	H/o
Сумма	100,54	100,01	100,43	99,45	100,20	100,24

Примечание: 1 — К-70/1, пемза, 2 — К-70/2, пемзовидный андезит-дацит из раскаленной лавины; 3 — К-70/3, андезит-дацит; плотный; 4 — 35/70, темный прослой в полосчатых лавах; 5 — 33/70, светлый прослой в полосчатых лавах; 6 — 36/70, андезит-дацит из внешней части шара; 7—13 — андезит-дацит из внутренней части шара; 8 — 21/70, из первой порции лавового потока; 9 — 2/70, из послед-

Таблица 26 (окончание)

Окислы	Номер образца					
	14	15	16	17	1970—1971 гг. (среднее)	1962— 1965 гг. (среднее)
SiO <sub>2</sub>	62,30	62,78	62,66	63,06	62,14	62,39
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,88	0,86	0,93	0,91	0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,02	16,47	17,03	16,62	16,60	16,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	1,51	1,71	1,57	1,98	1,96
FeO	3,89	4,60	3,99	4,36	3,87	3,78
MnO	0,17	0,17	0,16	0,17	0,17	0,17
MgO	1,73	1,61	1,48	1,48	1,78	2,06
CaO	5,50	5,10	5,40	5,10	5,40	5,17
Na <sub>2</sub> O	4,53	4,61	4,61	4,61	4,78	4,57
K <sub>2</sub> O	1,83	1,78	1,70	1,74	1,76	1,74
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	0,12	0,16	0,24	0,15	0,21
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,12	0,16	0,06	0,08	0,50	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,24	0,21	0,24	0,35	0,11
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,51	100,03	100,03	100,20	99,94	100,11

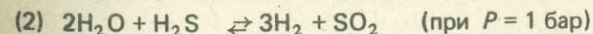
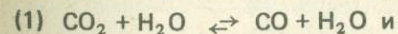
	Номер образца						
	7	8	9	10	11	12	13
	62,14	61,88	60,80	62,53	62,00	61,74	62,18
	0,92	0,92	0,94	1,01	0,88	0,88	0,86
	16,59	16,59	16,66	16,57	16,41	16,12	16,29
	1,64	1,69	1,58	2,58	1,78	2,11	1,76
	3,91	3,99	4,11	3,84	4,13	3,82	4,18
	0,14	0,15	0,15	0,15	0,17	0,15	0,15
	1,67	1,84	1,91	1,68	1,82	1,95	1,73
	5,63	5,67	5,81	5,25	5,35	5,44	5,29
	4,42	4,23	4,33	4,53	4,57	4,79	4,49
	1,49	1,43	1,48	1,68	1,83	1,80	1,75
	0,06	0,04	0,10	0,02	0,38	0,28	0,34
	1,30	1,25	1,59	0,28	0,38	0,26	0,30
	0,63	0,37	0,35	0,39	0,30	0,15	0,26
	H/o	H/o	H/o	H/o	—	—	—
	100,52	100,06	99,81	100,27	100,0	99,49	99,76

ней порции лавового потока; 10 — 13/70, андезит-дацит из раскаленных лавин; 11 — 14 (5/4, 9/86, 10/3, 13/140) — андезит-дациты отдельных порций лавового потока 1971 г.; 15, 16 — (36/76, 37/76), андезит-дациты лавового потока 1976 г.; 17 — 14/136, экструзивно-эффузивный внутрикратерный купол 1978 г.

лав заметно уменьшается. Содержание вкрапленников в современных лавах Карымского вулкана тесно связано с характером его активности. В ходе извержений изменяется и характер основной массы: в вулканическом стекле все больше содержится микролитов. Все эти изменения минералогии и структуры пород никак не отражаются на химическом составе продуктов извержений (см. рис. 34). Не различаются по химизму и прослой в полосчатых лавах и концентрические зоны в шаровых образованиях.

#### Состав газов вулканов Курильских островов и Камчатки

В табл. 28 приведен состав высокотемпературных газов, отобранных из текущей (раскаленной) лавы во время извержений вулканов Алайд, Тятя, Толбачик (Северный и Южный Прорывы) и Карымский. Рассчитанные температуры равновесия реакций



близки по величине измеренным во время отбора газов. Предполагается [Меняйлов, Никитина, Шапарь, 1980], что в данном случае газы достигают равновесного состояния при магматических температурах и отражают состав магматической газовой фазы. Исключение составляют газы вул-

Таблица 27

Содержание микроэлементов в продуктах извержения вулкана Карымского 1970–1971 гг.

Микроэлементы	Номер образца						
	70/2	103	63	68	105	102	1
Na	3,4	3,1	3,4	3,5	3,7	2,7	3,6
K	1,0	1,3	1,6	1,6	1,5	1,3	1,5
Rb	24	18	20	30	26	16	24
Li	13,3	11,7	14,0	15,0	18,0	12,7	14,5
Be	0,6	1,0	1,0	—	0,6	0,6	0,5
F	480	500	710	—	280	480	520
K/Rb	416	722	800	533	576	812	625
Sn	0,0007		0,0009				0,0008
Ga	0,0007		0,0009				0,0011
Sr	0,028		0,036				0,028
Ba	0,056		0,068				0,053
Zn	0,008		0,024т				0,016
U	0,007		0,007				0,007
Ib	0,000016		0,000018				0,000016
Sr	0,0001		0,0001				0,00008

Примечание. Все перечисленные элементы определены в Ирредмете.

кана Тятя, рассчитанные температуры равновесных газов которых (900–1170°С) значительно выше измеренных (100–400°С). Это говорит о том, что равновесие газов вулкана Тятя заморожено при магматических температурах; т.е. состав относительно низкотемпературных газов вулкана Тятя, так же как и вулканов Алайд, Толбачик и Карымский, отражает состав магматической газовой фазы извержения 1973 г.

Постепенное уменьшение температуры газов при остывании лавового материала вулкана Алайд не привело к нарушению равновесного состояния газов (рассчитанные и измеренные температуры понизились; см. табл. 28). В зависимости от уменьшения температуры в газах вулкана Алайд увеличилось содержание  $H_2O$  и  $H_2S$ , уменьшилось  $H_2$ ,  $SO_2$  и  $CO_2$  (равновесие реакции (2) при постоянном давлении сдвигается в левую сторону). Газы из лавового потока вулкана Карымского не были в состоянии равновесия при температуре отбора, по-видимому, из-за окисления  $CO$ ,  $H_2$ ,  $H_2S$  и  $CH_4$  кислородом воздуха с образованием  $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $SO_2$ .

Величина отношения  $H_2O/CO_2$ , т.е. отношения газа, хорошо растворимого в магматическом расплаве к газу, плохо растворимому [Кадик, Луканин, 1974] может характеризовать степень дегазации расплава при его подъеме к поверхности.  $CO_2$  должен выделяться на относительно больших глубинах, а  $H_2O$  — когда расплав достигает поверхности. Следовательно, чем больше скорость подъема магматического расплава к поверхности, тем ниже величина  $H_2O/CO_2$  и наоборот. Отношение  $H_2O/CO_2$  для газов вулканов Алайд, Толбачик (Северный Прорыв) и Тятя — 8–100; отношение  $H_2O/CO_2$  для газов вулканов Толбачик (Южный Прорыв) и Карымский — около 760–2500. Таким образом, можно предполагать, что магматический расплав вулканов Алайд, Толбачик (Северный

	Номер образца						
	10	7 <sup>B</sup>	6	9/86	10/3	13/40	Среднее
	3,6	3,5	2,5	3,2	2,7	3,7	3,27
	1,5	1,5	1,4	1,5	1,2	1,2	1,4
	18	20	22	23	30	16	22
	13,3	14,0	16,0	20,0	12,7	16,3	14,7
	0,7	—	1,0	—	0,8	0,9	0,8
	550	—	690	—	540	600	535
	833	750	636	652	400	750	654
			0,0008	0,0003			
			0,0011	0,0014			
			0,26	0,35			
			0,059	0,055			
			0,015	0,015			
			0,006	0,006			
			0,000018	0,000016			
			0,0001	0,0001			

Прорыв) и Тятя двигался к поверхности с больших глубин с высокой скоростью, при которой дегазация расплава, видимо, не могла происходить в значительных масштабах.

Наоборот, магматический расплав камчатских вулканов Толбачик (Южный Прорыв) и Карымский длительное время мог существовать в приповерхностном магматическом очаге, где происходило частичное выделение  $CO_2$ .

Величины отношений  $H_2O/H_2$ ,  $CO_2/CO$  и  $SO_2/H_2S$  в вулканических газах отражают окислительно-восстановительную обстановку в магматическом расплаве [Меняйлов, Никитина, Шапарь, 1980], что в свою очередь является показателем его глубинности.

Относительно низкие величины отношений  $H_2O/H_2$ ,  $CO_2/CO$  и  $SO_2/H_2S$  отмечены для газов вулканов Алайд и Толбачик (Северный прорыв), предполагая восстановительные условия (более глубокие) магматического расплава этих вулканов.

Более окислительная (близповерхностная) обстановка характерна для магматического расплава вулканов Толбачик (Южный Прорыв), Тятя и Карымский.

Таким образом, результаты изучения высокотемпературных вулканических газов, отражающих состав магматической газовой фазы извержения, показали, что магматический расплав вулканов Толбачик (Северный Прорыв) и Алайд (Курильские острова) поднимался с больших глубин и с высокой скоростью.

Магматический расплав вулканов Толбачик (Южный Прорыв) и Карымский перед извержением некоторое время существовал в близповерхностных условиях.

Для вулкана Тятя данные противоречивы.

Т а б л и ц а 28

Состав газов вулканов Курильских островов и Камчатки, мол. %

Место отбора	Дата отбора	T <sup>°C</sup> (из- мерения)	H <sub>2</sub> O	HF	HCl	SO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	CO <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub>
Вулкан Алаид:											
Бокка в кратере	14.IV.72г.	900	82,00	0,09	1,78	0,41	—	0,85	0,05	—	3,62
Лавовый поток	24.VIII.72г.	280	99,85	0,04	0,08	0,002	0,004	0,024	—	0,002	0,014
То же	3.IX.72г.	180	99,84	0,0006	0,098	0,001	0,009	0,018	—	—	0,009
Вулкан Тятя:											
Маар Радкевич	7.IX.79г.	99,5	92,56	Н/о	—	Сл.	Н/о	6,51	0,005	0,05	0,12
Кратер Пограничник	То же	400	42,55	То же	0,07	0,001	То же	14,13	0,05	0,10	0,06
Вулкан Толбачик											
Северный лавовый по- ток I конуса	16.VIII.75г.	930	81,83	0,04	0,11	0,001	0,014	3,84	0,440	0,07	2,80
То же	17.VIII.75г.	930	81,61	0,06	0,26	0,0006	0,0084	7,64	0,501	0,14	3,51
Северный лавовый по- ток II конуса	22.VIII.75г.	950	73,17	0,06	0,12	0,0005	—	3,96	0,22	0,58	2,60
Юг, горнитос	VI.76г.	1135	97,19	0,14	0,54	0,44	0,46	0,072	0,0014	2,2 · 10 <sup>-5</sup>	1,004
То же	VIII.76г.	1020	98,21	0,18	0,48	0,12	0,10	0,027	0,0009	—	0,814
"	VIII.76г.	1000	98,00	0,28	1,06	0,03	0,027	0,037	0,0005	—	0,547
Вулкан Карым- ский											
Лавовый поток	29.V.63г.	500	83,87	0,001	0,02	0,015	0,008	0,11	—	—	—

Таблица 28 (окончание)

Место отбора	Дата отбора	T°С (измерения)	NH <sub>3</sub>	N <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	T°С (расчетная)	H <sub>2</sub> O/CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O/H <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub> /CO	SO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> S
Вулкан Алаид:										
Бокка в кратере	14.IV.72г.	900	Н/о	1,20	—	936	208,24	25,41	17,0	—
Лавовый поток	24.VIII.72г.	280	То же	0,02	—	503	4160,42	7132,14	—	0,5
То же	3.IX.72г.	180	—	0,03	—	439	5546,67	11093,33	—	0,11
Вулкан Тятя:										
Маар Радкевич	7.IX.79г.	99,5	Сл.	0,76	—	986	14,22	771,33	1302	—
Кратер Пограничник	То же	400	0,08	42,95	—	1168	3,01	709,17	282,6	—
Вулкан Толбачик										
Северный лавовый поток I конуса	16.VIII.75г.	930	0,05	10,80	0,01	974	21,31	28,93	8,72	0,07
То же	17.VIII.75г.	930	0,14	6,13	0,0001	942	10,68	23,25	15,25	0,07
Северный лавовый поток II конуса	22.VIII.75г.	950	0,07	19,22	0,0001	952	18,48	28,14	18,00	—
Юг, горнитос	VI.76г.	1135	$5 \cdot 10^{-7}$	0,15	0,0026	1034	1349,86	96,80	51,43	0,96
То же	VIII.76г.	1020	$2 \cdot 10^{-7}$	0,0649	0,0032	1062	3637,41	120,65	30,0	1,20
"	VIII.76г.	1000	$1 \cdot 10^{-7}$	0,0255	—	1155	2648,65	179,16	74,0	1,5
Вулкан Карымский										
Лавовый поток	29.V.63г.	500	—	15,97	—	—	762,45	—	—	1,87

Примечание. Прочерк означает, что содержание компонента ниже чувствительности метода определения; Н/о — содержание не определялось. Состав газов вулкана Алаид пересчитан с учетом воздушного разбавления по данным Авдейко и др., 1974; вулкана Тятя — по данным результатов отбора и анализа Р.А. Шувалова [Тронь и др., 1967]; вулкана Карымского — по данным Б.В. Иванова и др., 1965; состав газов вулкана Толбачик приведен без пересчетов по данным И.А. Меняйлова, Л.П. Никитиной и В.Н. Шапаря [1980]. (Составил И.А. Меняйлов).

НЕКОТОРЫЕ ИСТОРИЧЕСКИЕ ПОБОЧНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ  
ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКАЯ СОПКА,  
ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ

Кратко рассмотрим по литературным данным извержения Ключевского вулкана, на примере которых можно судить о кристалличности вулканитов в ходе эруптивного процесса. Извержения побочных кратеров Ключевского вулкана изучались С.И. Набоко в 1938 г. (кратер Билюкай); Б.И. Пийпом в 1945 г. (кратеры Юбилейной группы); И.Т. Кирсановым в 1966 г. (Прорыв Пийпа). В 1974 г. произошло извержение побочного прорыва им. IV Всесоюзного вулканологического Совещания (IV ВВС), описанное Б.В. Ивановым [Иванов и др., 1978] и В.А. Абрамовым [Абрамов и др., 1978].

Обычный ход побочных извержений Ключевского вулкана таков: эксплозивное и эксплозивно-эффузивное извержение терминального кратера сменяется прорывом побочных кратеров по трещине на склоне вулкана.

Извержение кратера Билюкай произошло 7 февраля 1938 г. [Набоко, 1947]. Выше конуса Билюкай возникло несколько конусов на высоте от 900 до 1800 м над уровнем моря (Тиранус, Третий, Козей, Пропущенный), действующих от одного до пяти месяцев. Прорыв кратеров начался сильной эксплозией, за которой последовало излияние лавы из кратеров Билюкай, Тиранус и Третий. Через некоторое время после начала извержения кратера Билюкай на его месте образовался конус высотой до 200 м. В феврале 1939 г. произошло обрушение его вершинной части и прекращение извержения. В ходе извержения Билюкай трижды отмечалось усиление эксплозивной активности, сопровождавшееся излиянием трех новых порций лавы. Объем излившейся лавы, по подсчетам С.И. Набоко, равен  $0,24 \text{ км}^3$ .

Описание образцов лавового потока, произведенное С.И. Набоко, характеризует полную однородность минерального состава. Отличия проявляются в структуре и в количественном соотношении минералов вкрапленников и микролитов. В целом лавы обладают порфировой структурой и гиалопилитовой основной массой. Витрофирровая и интерсертальная структуры встречаются редко: первая преимущественно в бомбах, интерсертальная — в плотном базальте из нижних частей потока. В породе имеются две генерации — фенокристаллы и микролиты плагиоклаза, пироксена и оливина; количественно преобладает плагиоклаз. В лавах кратеров Тиранус и Билюкай присутствует только клинопироксен, в лаве кратера Третий (Невидимка) встречается и ортопироксен.

С.И. Набоко впервые было отмечено изменение состава плагиоклаза в продуктах извержения Ключевского вулкана в зависимости от гипсометрического расположения эруптивных центров: чем ниже расположен кратер, тем более кальциевый состав плагиоклаза во вкрапленниках лав. Так, состав вкрапленников плагиоклаза изменяется от  $\text{An}_{58-60}$  в лавах главного кратера до  $\text{An}_{77-80}$  — в лавах Билюкай.

С.И. Набоко были проведены на извержении эксперименты по закаливанию образцов пластичной лавы в воде. Отличие этих образцов от лавы, застывшей в условиях охлаждения лавового потока, заключается в особенностях основной массы: стекло в закаленном образце более светлое, включает редкие микролиты плагиоклаза и пироксена. На основании этих экспериментов С.И. Набоко делает вывод об интрателлурической природе вкрапленников и кристаллизации микролитов в условиях земной поверхности. К сожалению, в работе С.И. Набоко отсутствуют количест-

Таблица 29

Химический состав лав начальной и конечной порций эксцентрического извержения 1945 г.

Окислы	Начало	Конец	Окислы	Начало	Конец
SiO <sub>2</sub>	53,22	51,22	MgO	5,42	5,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,28	17,02	CaO	8,60	9,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,64	4,20	Na <sub>2</sub> O	2,90	2,70
FeO	6,22	5,81	K <sub>2</sub> O	1,20	1,07

венно-минеральные замеры по порциям лав, а отдельные количественные замеры кристалличности пород не дают возможности судить о характере изменения ее в ходе извержения.

Извержение прорыва Юбилейной группы началось 19 июня 1945 г. [Пийп, 1956]. Прорыв произошел на юго-восточном склоне вулкана на высоте 1000—1450 м над уровнем моря. Цепочка кратеров протянулась на 2 км. Два нижних кратера (Крашенинникова и Заварицкого) проявляли свою активность до конца извержения, которое закончилось в ночь на 7 июля. Для кратера Крашенинникова была характерна взрывная деятельность, для кратера Заварицкого (нижнего) — излияние лавового потока. Объем излившейся лавы оценивается Б.И. Пийпом в 0,03 км<sup>3</sup>. Б.И. Пийп приводит полную петрографическую характеристику начальных, промежуточных и конечных стадий извержения. Лавы богаты основной массой и содержат в преобладающем количестве вкрапленники плагиоклаза. Структура пород, как правило, сериито-порфировая. Содержание минералов вкрапленников в лаве не остается постоянным, а заметно увеличивается по мере излияния лав (с. 217). Содержание фенокристаллов в лаве от начальных к конечным порциям иллюстрируют следующие цифры (об. %): плагиоклаз — от 32 до 45; оливин — от 3,5 до 5,6; пироксен — от 2,6 до 7,2. При этом состав плагиоклаза становится кальциевым, а оливина — более магнезиальным.

Химический состав начальной и конечной порций лавы эксцентрического извержения приведен в табл. 29.

Извержение кратеров Пийпа началось 6 октября 1966 г. на северном склоне вулкана на высоте 2000—2100 м над уровнем моря. По характеру активности расположенные по трещине жерла четко разделялись на взрывное, взрывно-эффузивное и эффузивное. В стадии ослабления и затухания извержения частота взрывов в взрывных кратерах снижалась, а излияние лавы принимало пульсирующий характер [Кирсанов, Важевская, 1971]. Извержение продолжалось три месяца. Лавы представлены темно-серыми порфировыми базальтами с гиалопилитовой и изредка интерсертальной структурой основной массы. И.Т. Кирсанов и А.А. Важевская, описавшие это извержение, считают, что степень кристалличности базальтов, в основном, зависит от количества вкрапленников плагиоклаза и активности извержения. Вариации содержания фенокристаллов и химический состав продуктов на различных стадиях извержения иллюстрируются табл. 30.

В конце первой и второй стадий извержения с увеличением кристалличности появляется более магнезиальный оливин.

Авторы приходят к выводу, что дифференциация базальтов, обычно распространяемая на вулкан в целом, с различной четкостью проявля-

Т а б л и ц а 30

Содержание фенокристаллов и химический состав продуктов на различных стадиях извержения Прорыва Пийпа

Минералы; окислы	Активность извержения			
	Кульминация	Ослабление	Усиление	Затухание
Плагиоклаз	30,7	35,0	28,7	31,2
Пироксен	0,6	2,2	3,2	2,2
Оливин	4,5	6,9	5,9	6,9
Сумма цветных минералов	4,9	9,1	9,1	8,1
Основная масса лавы	64,1	55,9	62,1	59,7
SiO <sub>2</sub>	52,77	51,70	—	52,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,82	17,70	—	16,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,9	2,0	—	2,6
FeO	5,6	6,3	—	6,5
MgO	5,0	6,0	—	6,1
CaO	8,1	8,7	—	8,8
Na <sub>2</sub> O	3,8	3,4	—	3,7
K <sub>2</sub> O	1,2	1,2	—	1,1

ется в каждом цикле извержения и тесно связана с активностью стадий и газонасыщенностью.

Извержение IV ВВС началось 23 августа 1974 г. в районе ледника Светлый. Образовались два кратера: верхний — взрывной на высоте 3600 м над уровнем моря, второй — эффузивный на 200 м ниже. По характеру активности извержение делится на три фазы [Иванов и др., 1978]. Первая и третья фазы характеризуются высокой активностью извержения, вторая — умеренной деятельностью. Извержение закончилось в декабре 1974 г. Объем поступивших лав неизвестен.

Все образцы по данным петрографического определения в шлифах относятся к оливиновым базальтам [Абрамов и др., 1978]. Структура пород порфировая, основная масса — от витрофировой до микролитовой. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, оливином и моноклинным пироксеном.

В работах В.А. Абрамова, Б.И. Иванова и их соавторов устанавливается зависимость между динамикой извержения и степенью раскристаллизованности основной массы: в I и III фазы извержения (его усиления) наблюдается уменьшение размеров и количества микролитов, увеличение доли вулканического стекла до 15%.

Результаты пламенно-фотометрического анализа образцов, приведенные в работе В.А. Абрамова и др. [1978], свидетельствуют о том, что независимо от текстурных особенностей пород, генетических разностей, степени раскристаллизованности и этапа поступления на поверхность содержание в оливиновых базальтах щелочных элементов Na, K, Li, Rb характеризуется постоянными величинами с небольшой дисперсией отдельных значений. Сравнение полученных данных с результатами химического анализа продуктов предшествующих извержений показывает, что процессы дифференциации щелочных элементов в магме отсутствова-

ли по крайней мере со среднечетвертичного ( $Q_1-Q_{2-3}$ ) времени [Абрамов и др., 1978].

Извержение вулкана Безымянный, начавшееся в конце 1955 г., продолжается до настоящего времени. Подробно ход эруптивного процесса Безымянного и его извержений обсуждался в работах Г.С. Горшкова и Г.Е. Богоявленской [1965], Ю.М. Дубика и И.А. Меняйлова [1969], Г.Е. Богоявленской и др. [1971], Ю.М. Дубика и О.Н. Волынца [1972], О.Н. Волынца и А.В. Колоскова [1976], Г.Е. Богоявленской и др. [1976] и других.

Пароксизмальное извержение 30 марта 1956 г. привело к образованию на вершине вулкана кратера, вытянутого и открытого в восточном направлении. При этом абсолютная высота конуса уменьшилась с 3085 до 2900 м. Извержением 1955 г. и пароксизмальным взрывом 1956 г. было вынесено около  $2,5 \text{ км}^3$  ювенильного материала, пирокластических потоков и пепла. Сразу после пароксизма 1956 г. в центральной части кратера началось формирование внутрикратерной экструзии андезитового состава — купола Нового.

Этот эруптивный цикл характеризуется неравномерным по времени уровнем активности: вслед за пароксизмом на фоне непрерывного экструзивного процесса происходят отдельные взрывные извержения.

Ювенильный материал поступал на поверхность в форме блоков экструзивного купола, пеплов, отложений пирокластических потоков и раскаленных лавин постоянного андезитового состава. Общий объем ювенильного изверженного материала к 1973 г. составил  $3,2 \text{ км}^3$  [Богоявленская и др., 1976]. В последовательных порциях лав, поставленных на поверхность в ходе эруптивного цикла 1956—1965 гг., наблюдается закономерное возрастание содержания кристаллической фазы за счет увеличения количества субфенокристаллов (второй генерации вкрапленников) плагиоклаза и пироксена. При этом количество вкрапленников первой генерации меняется мало, однако роговую обманку в качестве главного цветного минерала сменяет ортопироксен [Богоявленская и др., 1971].

По оценке Ю.М. Дубика и О.Н. Волынца [1972], изверженный до 1956 г. материал составлял колонну в вулканическом канале протяженностью до 5 км, при этом расплав, давший роговообманковые андезиты, занимал в канале интервал глубин от 0 до 4 км, а тот, из которого образованы пироксен-плагиоклазовые андезиты — от 4 до 5 км. В лавах разных стадий одного извержения (1965 г.) состав плагиоклазов не остается постоянным, изменяясь от более кальциевого в ранних продуктах извержения к менее кальциевому — в поздних. Характер вариаций валового модалного и нормативного состава плагиоклазов в ходе эруптивного цикла в общем аналогичен изменению состава плагиоклазов отдельных генераций. "Однако в отличие от последних валовый модалный состав плагиоклазов извержения 1965 г. все же заметно менее кальциевый по сравнению с таковым извержения 1956—1957 гг., что связано с более широким распространением в лавах 1965 г. плагиоклаза второй генерации" (с. 67).

Так, на вулкане Безымянном впервые была поставлена задача выявления изменения степени кристалличности пород в зависимости от параметров эруптивного процесса.

Авторами сделан вывод, что петрологические особенности лав, последовательно поставлявшихся на поверхность в ходе длительного эруптивного цикла, связаны с кристаллизацией магматических расплавов в при-

поверхностных условиях в канале действующего вулкана и во многом определяются режимом летучих в ходе подъема расплавов к поверхности, длительностью нахождения отдельных порций расплава на определенных уровнях канала и скоростью их подъема.

### Глава III

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧНОСТИ ПРОДУКТОВ В ХОДЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ

### ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДИНАМИКИ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Анализируя изложенный фактический материал, а также имеющиеся литературные данные, можно подчеркнуть несколько ключевых моментов, важных для понимания динамики извержения, места, времени кристаллизации эффузивных пород Камчатки и Курильских островов.

В целом для побочных (эксцентрических) извержений существует определенная направленность процесса извержения. Это — заложение радиальной линейной трещины на склоне стратовулкана с последующим образованием вдоль нее цепочки взрывных кратеров. При этом верхние воронки (кратеры) — взрывные, нижние — взрывно-эффузивные; на месте одной из нижних воронок формируется шлаковый конус, из которого на взрывно-эффузивной стадии изливается лава. Все побочные извержения, как правило, начинаются с мощных взрывов из всех эруптивных центров. Такие взрывы носят характер продувок и в первые дни (часы) извержения происходят непрерывно. С ними связана доставка на поверхность большей части пирокластического материала. В дальнейшем на фоне затухания взрывной активности могут возникнуть отдельные пароксизмы. Так, например, образование новых эруптивных центров на БТТИ началось спокойным и слабым фонтанированием лавы по трещинам в течение нескольких часов с последующим постепенным усилением взрывной активности и переходом в взрывно-эффузивную стадию. Одной из особенностей динамики БТТИ в отличие от побочных извержений было сохранение необычайно высокой взрывной активности в эффузивную стадию, тогда как на побочных извержениях с момента излияния лавы взрывная активность резко снижалась.

Для терминальных извержений андезитовых вулканов Карымский и Безымянный выделяются эруптивные циклы продолжительностью в несколько лет. Взрывно-эффузивная стадия Карымского вулкана в отличие от взрывной всегда короче. Излияние глыбовых лавовых потоков сопровождается умеренной взрывной активностью. В пароксизмальные стадии извержения после мощных взрывов на поверхность поступают газонасыщенные порции расплава в виде пемз.

Таким образом, газонасыщенность магмы не остается постоянной, а закономерно меняется в ходе одного извержения или эруптивного цикла, что находит отражение в усилении или ослаблении взрывной активности. Силу взрывов определяют качественно и весьма приблизительно по характеру эруптивной деятельности или по объему выброшенного при извержении материала. В свою очередь по характеру взрывов можно судить о газонасыщенности и вязкости магмы [Луцицкий, 1971].

Из непосредственных полевых наблюдений в ходе извержений и из

литературы [Луцицкий, 1971] известно, что температура лавы и раскаленного пирокластического материала может колебаться в пределах от 1200 до 750°C, а вязкость —  $10^2$ – $10^7$  пуаз [Kushiro et al., 1976]. Салидус базальтов на дневной поверхности оценивается в пределах 1050–1100°C [Joder, Tilley, 1962], а температура, когда вулканическое стекло перестает течь и теряет подвижность, составляет 700–1072°C [Brun, 1911], т.е. может быть ниже солидуса.

Скорость продвижения магмы к поверхности в условиях закрытой системы не превышает 150 м/час [Фарберов, 1974]. После начала извержения, когда система становится открытой и давление резко падает, скорость подъема возрастает, достигая при эксплозиях 100–150 м/сек [Штейнберг, 1976; Федотов, 1976].

#### ИЗМЕНЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ В ХОДЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Для некоторых рассмотренных выше современных базальтовых извержений (Олимпийский Прорыв, извержение вулкана Тятя в 1973 г., Большое трещинное Толбачинское извержение) начальные порции вулканических продуктов являются афировыми и субафировыми.

Описав типы афировых и порфировых базальтов Южного Урала и условия их кристаллизации, Т.И. Фролова и И.А. Бурикова [1977] пришли к выводу о кристаллизации афировых базальтов в собственно эффузивную стадию извержения в короткий отрезок времени, тогда как порфировые породы кристаллизовались в течение длительного времени в периферическом очаге и претерпевали внутриочаговую кристаллизационно-гравитационную дифференциацию. В остаточном расплаве в этом случае происходило накопление  $\text{SiO}_2$  и поэтому порфировые породы более насыщены  $\text{SiO}_2$ , чем афировые.

По мнению Макдоналда [1975], пористость лавовых потоков определяется режимом охлаждения. Если затвердевание происходит медленно, все газовые пузыри могут успеть улечься, а затвердевшая порода будет плотной. При быстром остывании газовые пузырьки сохраняются в затвердевшем расплаве. Образуется порода, содержащая полости от газовых пузырей. Обычно центральная часть мощного потока остывает и затвердевает достаточно медленно, что позволяет большей части газа улечься — образуется плотная порода. Таким образом формируется лавовый поток с плотной центральной частью и пузырьчатыми кровлей и подошвой.

Полевыми и петрографическими исследованиями лав современных извержений (Алаид, БТТИ) установлено, что пористость и структура пород являются ненадежными критериями газосодержания в расплаве. Так, вероятно, ошибочно считать, что плотным афировым породам соответствовало первоначальное низкое содержание летучих, а пористым порфировым — высокое. Кроме того, если застывание основной массы обычно с большим содержанием стекла происходило после потери летучих и до извержения магмы на поверхность, как считают Т.Ф. Фролова и И.А. Бурикова, то такая магма потеряла бы способность к движению. В то же время известны протяженные лавовые потоки афировых и субафировых базальтов, излившиеся в начале извержения [Устиев, 1961; Сирин, 1971; Авдейко, Хренов и др., 1974; Волюнец, Хренов и др., 1976; и др.].

При увеличении количества вкрапленников в более поздних порциях лав содержание плагиоклаза и темноцветных минералов увеличивается

синхронно. Изменение содержания вкрапленников в ходе извержений происходит не непрерывно, а дискретно.

Устанавливается отчетливая связь между динамикой извержений и количеством вкрапленников в вулканических породах. При этом в периоды максимальной эксплозивной активности содержание вкрапленников в вулканиках понижено (антибатная зависимость), а плагиоклаз имеет наиболее кальциевый состав.

Для ряда извержений зафиксировано, что кристаллизация начальных порций расплавов, появление которых на земной поверхности характеризуется обычно максимальной эксплозивной активностью, происходит при повышенном давлении летучих. На это указывает наличие водосодержащих темноцветных минералов — биотита и амфибола — в первых, наименее раскристаллизованных порциях базальтов Олимпийского Прорыва 1972 г. вулкана Алаид, присутствие амфибола в первых порциях базальтов извержения вулкана Тятя в 1973 г. и в андезитах первых извержений эруптивного этапа 1955—1965 гг. вулкана Безымянный [Богоявленская, 1971; и др.].

В ходе каждого из указанных извержений (для базальтов) или в ходе последовательных извержений эруптивного этапа (для андезитов) водосодержащие темноцветные минералы достаточно быстро исчезают, сменяясь ассоциациями безводных темноцветных минералов [Богоявленская и др., 1971; 1976].

В большинстве случаев изменения в содержании (а также размерах и составе) вкрапленников плагиоклаза (в отличие от микролитов) в самых разных образцах лав, бомб и шлаков, также на фронте и в истоках одной порции лавового потока или в разрезах лавовых потоков незначительны [Hoffer, 1966].

Несмотря на широкие вариации содержаний вкрапленников в ходе изученных извержений (достигающие 3—5-кратной разницы), химический состав пород разных по времени порций лав остается постоянным. Разница химического состава начальных и конечных порций пород не превышает ошибки химического анализа. Также не улавливается какого-либо направленного изменения химического состава пород для близких по времени застывания образцов вулканических бомб и лав, принадлежащих различным морфологическим типам потоков и характеризующих различные режимы истечения лавы, как это было на Южном Прорыве, хотя разница в содержании вкрапленников плагиоклаза может варьировать более чем в 2—3 раза [Волынец и др., 1979].

Обсуждая изложенные данные, прежде всего необходимо обратить внимание на крайне важное наблюдение о независимости изменений количественно-минерального и химического состава эффузивов. Подобная независимость определенно свидетельствует, что вариации объемного содержания вкрапленников, отмеченные в ходе извержения, не связаны с каким-либо процессом перераспределения фенокристаллов в расплавах (например, за счет фракционирования или различной концентрации их в струях магматических расплавов, движущихся с разной скоростью). На это же указывает синхронное изменение содержаний вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов в лавах в ходе извержений и неравномерность (дискретность) этого процесса во времени. Таким образом, можно достаточно уверенно полагать, что фенокристаллы полностью или в существенной мере кристаллизовались из того объема вещества, в котором они находятся *in situ*.

Одним из доказательств кристаллизационной дифференциации является

ся сопоставление, путем которого одна порода может быть выведена из другой прибавлением или вычетом определенных минералов [Левинсон-Лессинг, 1934]. Если бы мы имели дело с фракционированием, когда происходит удаление из расплава и накопление ранее закристаллизовавшихся минералов и, как следствие, обогащение конечных порций, участвующих в извержении, этой кристаллической фазой, то мы неизбежно должны столкнуться с изменением химического состава расплава. Так, известно, что в случае периодического удаления в процессе охлаждения кристаллической фракции, удалившиеся кристаллы образуют новую систему. Остаточный расплав должен стать богаче щелочами, железом, кремниеслотой, чем в случае отсутствия дифференциации [Ферхуген и др., 1974].

Д.И. Фрих-Харом [1977] на большом фактическом материале убедительно показано, что в рассмотренных им примерах не наблюдается перемещение выпадающей кристаллической фазы и субстрата, т. е. отсутствует перемещение кристаллов относительно базиса и тем самым ограничивается роль кристаллизационной дифференциации.

В то же время лавовые потоки равной мощности и одного химического состава должны иметь сходные структуры и всегда вертикальную структурную зональность (если следовать Д.И. Фрих-Хару), и это не всегда подтверждается полевыми наблюдениями. Однако в ходе извержения нередко наблюдается при постоянном химическом составе увеличение кристалличности, иногда синхронное изменение содержания вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов в лавах одного извержения, а также дискретный характер их распределения [Устиев, 1961; Хренов, 1976]. С позиции стеклования это необъяснимо. Кроме того, в синхронной паре "бомба-лава" различий по кристалличности либо вообще не наблюдается [Авдейко и др., 1974], либо они отмечаются только среди структур основной массы [Важеевская, 1976]. По Д.И. Фрих-Хару, различия в содержании вкрапленников должны быть всегда, причем в бомбах и корках лавовых потоков должны преобладать незональные вкрапленники, а в центральных частях лавовых потоков они должны отсутствовать, что также не соответствует ряду фактов, полученных при изучении продуктов современных извержений вулканов Алайд и БТТИ.

Тот факт, что в породе могут встречаться одновременно зональные и незональные кристаллы, еще не указывает на образование незональных кристаллов из застеклованного вещества. А. Ритман [1975] так объясняет их кристаллизацию: "Любые зональные кристаллы — это метастабильные фазы, появление которых обусловлено большой скоростью охлаждения. Если охлаждение происходит медленно, ранее образованные кристаллы, принадлежащие к изоморфным сериям, будут иметь возможность реагировать с оставшимся расплавом, непрерывно поддерживая равновесие между фазами. В этом случае образуются совершенно гомогенные кристаллы" (с. 29). Д.И. Фрих-Хар полагает, что переохлаждение расплава — стеклование с последующей кристаллизацией происходит в эффузивную стадию в момент становления лавового потока, так как внедрение и течение закристаллизованной породы невозможно.

Любопытно обратное зональное распределение вкрапленников плагиоклаза в пемзовидных шаровых отдельностях Карымского вулкана. Петрографическими исследованиями пемзовидных шаровых отдельностей (подушечных, покровных и шаровых лав) Б.В. Иванов [1970] уста-

новил, что существует зональное распределение вкрапленников плагиоклаза: внешние зоны (корка "закалки") обогащены фенокристаллами по сравнению с центральными частями на 15%.

Аналогичные результаты были получены и автором при изучении пемзовидных продуктов извержения вулканов в 1970—1971 гг. (материал раскаленных лавин и пемзовые бомбы) и при изучении пемзовых бомб, предшествующих формированию экструзивного купола в кратере вулкана в 1978 г.

В пемзовидных шарообразных андезито-дацитах Карымского вулкана наблюдается "обратное" зональное распределение фенокристаллов плагиоклаза по сравнению с зональностью в базальтовых бомбах, в которых нередко наблюдается обогащение вкрапленниками плагиоклаза их центральных частей. В большинстве же случаев в зональных базальтовых бомбах отличие между коркой "закалки" и центральной частью состоит лишь в смене структур основной массы [Хренов, 1979]. Обогащение фенокристаллами плагиоклаза внешней зоны (корки закалки) в шаровых образованиях Карымского вулкана можно, видимо, объяснить либо механическим эффектом перемещения вкрапленников за счет, например, центрифугирования, или более сложного процесса перераспределения их в результате увеличения объема каждого отдельного шара в момент дегазации. Для этого подходит и схема кристаллизации Д.И. Фрих-Хара. В то же время химический состав зон шара с различным содержанием вкрапленников одинаков.

Для спилитов существует общая закономерность: количество вкрапленников одинаково как в корке "закалки", так и в центральной части, а количество стекла резко преобладает в корке. На основании таких наблюдений сделан вывод об интрателлурической природе этих вкрапленников [Реслер, 1969].

Четкая связь между количеством вкрапленников плагиоклаза в лавах и особенностями динамики извержений, на наш взгляд, определенно указывает на то, что большая часть вкрапленников плагиоклаза и некоторая доля фемических минералов кристаллизуется в приповерхностных условиях и каналах вулканов в ходе извержения. На это же указывает афировый и субафировый характер первых порций расплавов исторических извержений и последовательное увеличение объема вкрапленников в дальнейшем в продуктах извержений.

Сказанное не исключает возможности кристаллизации небольшой части вкрапленников плагиоклазов лав в более глубоких условиях. Так, в базальтах Олимпийского Прорыва, вулканов Алаид и Тятя присутствует небольшое количество корродированных фенокристаллов лабрадора, заметно отличающихся по составу и морфологии от преобладающих фенокристаллов плагиоклаза анортит-битовнитового состава. Количество таких корродированных вкрапленников остается примерно постоянным во всех порциях лав и не зависит от динамики извержения. По-видимому, только эта, незначительная по объему доля вкрапленников и может рассматриваться нами для базальтов указанных извержений как истинно интрателлурическая фаза — фаза повышенного давления. При обсуждении этого положения Д.И. Фрих-Харом, В.А. Золотухиным была высказана противоположная точка зрения на генезис этих кислых вкрапленников. Ими они рассматриваются как заключительная фаза кристаллизации, а их корродированный облик — как результат не закончившейся кристаллизации.

## РОЛЬ ЛЕТУЧИХ В КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМЫ

Нет оснований считать, что любые фенокристаллы являются продуктом глубинной протокристаллизации [Устиев, 1961; Заварицкий, Соболев, 1961; Рудич и др., 1974; Gibb, 1974; Вольнец и др., 1974; 1976; Donaldson, 1976; Богоявленская и др., 1977; Фрих-Хар, 1977; Хренов, 1976; 1979; и др.]. В настоящей работе предлагается механизм кристаллизации породообразующих минералов вкрапленников в зависимости от динамики извержения.

Важным фактором кристаллизации является понижение температуры магмы. В точке плавления не происходит ни спонтанного образования зародышей, ни роста кристаллов: оба фактора кристаллизаций равны нулю [Эйтель, 1962]. Только переохлаждение вызывает образование центров кристаллизации и рост кристаллов. Такое переохлаждение возможно, согласно расчетам Л. Грейтона (1949), при расширении газа, выделившегося в свободную фазу в верхней части магматического канала. При этом температура магмы может понизиться на  $300^{\circ}\text{C}$ , если газосодержание ее составит около 8,0 вес. % (рис. 35).

Рассмотрим процессы, которые могут влиять на понижение температуры магмы.

1. Теплообмен по каналу с вмещающими породами приводит к незначительному изменению температуры магмы; так, например, дайка мощностью 2 м, действующая в течение двух дней, остывает в течение нескольких месяцев [Федотов, 1977].

2. Выделение газа в свободную фазу; эффект равен всего 100 кал/г [Грейтон, 1949].

3. Теплоотдача с поверхности лавового озера составляет около 1 кал/см<sup>2</sup> [Ферхуген и др., 1974].

Таким образом, адиабатическое расширение газа — это основной механизм, ответственный за понижение температуры. На основании расчетов Л. Грейтона [1949] можно констатировать, что расширение газа охлаждает расплав. При этом большое количество газа (газосодержание) и резкое его расширение приводит к закалке системы с образованием вулканического стекла. Плавное расширение газа при медленной дегазации ведет к плавному понижению температуры и способствует росту кристаллов.

Механизм роста кристаллов находится в прямой зависимости от пересыщения магмы летучими: при изменении содержания летучих изменяется и этот механизм. Экспериментально показано, что при спонтанной кристаллизации, как правило, наблюдается линейное изменение пересыщения; в этих условиях морфология кристаллов определяется развитием плоскогранных форм за счет послыоного механизма роста кристаллов [Sheel, Elwell, 1973]. На изменение механизма роста кристаллов может указывать разнообразие их морфологии. Так как с этим механизмом тесно связана кинетика кристаллизации, то морфология кристаллов сильно видоизменяется: гранный рост кристаллов переходит в безгранный и кристалл приобретает округлую форму [Тимофеева, 1978]. Следует заметить, что округлые формы кристаллов в магматической петрографии чаще всего интерпретируются как оплавленные.

Магма со сравнительно малым содержанием летучих избегает резкого охлаждения на неглубоком уровне, тогда как магма, богатая летучими, должна неизбежно испытать это охлаждение. Если обе магмы находились при одинаковых температурах, то температура магмы, более бедной

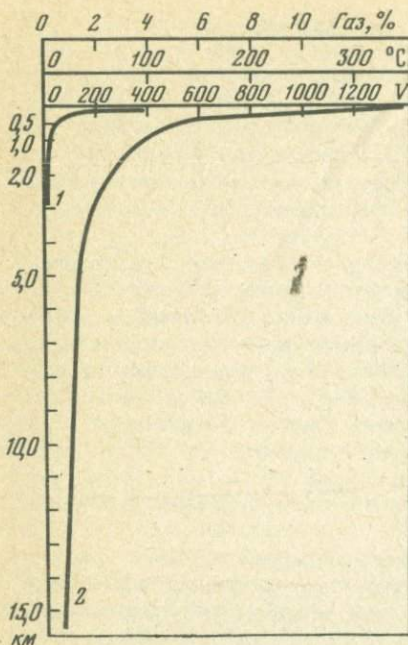


Рис. 35. Изменение скорости и температуры магмы, поднимающейся по вулканическому каналу (по Л.К. Грейтону)

1 — относительный объем и скорость системы; 2 — охлаждение, адиабатическая и скрытая теплота

летучими, вблизи поверхности будет существенно выше, и следовательно, ее вязкость на поверхности и вблизи нее будет меньше. Выделение, например, воды в количестве 1 вес. % и обособление ее в виде пузырьков водяного пара, имеющего температуру порядка  $1000^{\circ}\text{C}$  и находящегося под давлением 1 атм увеличит объем системы примерно в 150 раз [Павлов, Слободской, 1976]. Сильное "разбухание" магматической системы при выделении из расплава газа и его расширение будут вызывать большую скорость подъема магмы в канале [Грейтон, 1949]. Наряду с адиабатическим расширением, дегазация расплава

смещает равновесие, что определяет структуру расплава и порядок кристаллизации. Дегазация магмы, переход в "сухое" состояние — вот один из основных (ведущих) процессов кристаллизации.

Решая задачу об охлаждении магмы в верхней части канала, Г.С. Штейнберг [1977] показал, что базальтовая магма с температурой ликвидуса  $1200^{\circ}\text{C}$  достигает температуры солидуса  $970\text{--}1025^{\circ}\text{C}$  за 3—4 дня после начала извержения и степени кристалличности, равной 10—30% — через 2—3 дня. Расчеты подтверждены данными бурения на лавовом оз. Килауза: при остывании от  $1065$  до  $980^{\circ}\text{C}$  в течение суток кристаллы составляют 75—78%, в течение 2 часов — 40—50% [Рекк et al., 1966].

Теоретически высокое давление  $\text{H}_2\text{O}$  может развиваться в результате охлаждения и кристаллизации магмы. Поскольку вода не входит в минералы ранних стадий кристаллизации (оливин, пироксен, плагиоклаз, рудный), ее концентрация в расплаве должна возрастать в процессе его кристаллизации [Ферхуген и др., 1974]. Когда давление воды, равное примерно  $10^3$  бар, уравнивается с внешним давлением, должно наступать выкипание (ретроградное кипение) и выделение ее из расплава. Однако, судя по преимущественно стекловатому базису пирокластического материала, при эксплозивных извержениях, когда выделяется большое количество летучих (Кракатау, Алаид, Тятя, БТТИ, Фуего и др.), можно полагать, что до момента извержения магма была мало раскристаллизованна и находилась в существенно жидком состоянии. Поэтому вопрос о ретроградном кипении, которое должно проявляться при значительной раскристаллизации магмы, остается неразрешенным [Ферхуген и др., 1974].

Перед побочным извержением в канале вулкана, как правило, обособливается своеобразная "газовая шапка", что подтверждается мощными эксплозиями в начале извержения и наличием водосодержащих минералов — например, амфибола — в первых порциях расплава. При про-

рыве магмы на поверхность происходит снятие давления и как следствие — расширение газа, выделившегося в свободную фазу по всей магматической колонне. Происходит следующее: в результате резкого расширения газа в верхней части магматического канала и вследствие этого падения температуры создаются условия, при которых может идти только образование центров кристаллизации (зародышей). Максимальное число таких центров возникает при значительном переохлаждении. Первые порции ювенильного материала представлены афировыми и субафировыми породами. Ослабление эксплозий означает, что количество газа, выделившегося в свободную фазу, уменьшилось, эффект расширения уже невелик, и, следовательно, температура расплава понижается с меньшей скоростью, чем прежде. Вслед за возникновением центров кристаллизации начинается рост кристаллов, образуется порода с серийно-порфировой структурой. И, наконец, когда газосодержание в магме становится минимальным, это отражается в прекращении эксплозий, температура расплава в канале понижается настолько плавно, что создаются благоприятные условия для роста отдельных кристаллов. Возникает порфировая порода.

Для скорости возникновения многочисленных центров кристаллизации и для скорости роста кристаллов существуют определенные оптимальные температуры; эти температуры не одинаковы, так как функциональные зависимости количества возникающих центров кристаллизации и скорости роста кристаллов обусловлены причинами разного рода [Заварицкий, Соболев, 1961; Gibb, 1974; Donaldson, 1978].

В момент снятия давления расширение газа, выделившегося в свободную фазу, происходит по всему каналу. В связи с этим в расплаве резко падают температуры, однако градиент температур на разных глубинах остается различным. Первые порции расплава имеют максимальное количество центров кристаллизации, в последующих их количество убывает. В дальнейшем, при подъеме магмы к поверхности по каналу вулкана, ее газосодержание снижается, скорость подъема и температура плавно понижаются, и в этих центрах кристаллизации начинается рост кристаллов. Поэтому в конечных порциях порфировых пород наблюдаются крупные фенокристаллы, выросшие из субфенокристаллов и микролитов основной массы.

Температура магмы при подъеме ее по каналу в ходе извержения не остается постоянной. На рис. 36 приведены расчетные данные изменения температуры магмы для простейшего случая, когда охлаждение происходит лишь в результате расширения летучих при декомпрессии. Расчет температуры (кривая 1) и скорости охлаждения (кривая 2) выполнен для извержения вулкана Алаид Олимпийский Прорыв по методике В.А. Дроздина и Т.М. Философовой [1976]. Показано изменение температуры для порций расплава, последовательно поступавших на поверхность на 15, 40, 60 и 80-й дни извержения. На кривой (1), иллюстрирующей зависимость температуры от времени, можно выделить два участка. Начальный участок характеризуется резким понижением температуры магмы во время первых дней извержения, когда на поверхность поступает значительный объем ювенильного материала. При этом начальное резкое охлаждение сильнее проявлено в тех порциях расплава, которые перед извержением находились ближе к поверхности. Очевидно, что в общем случае, если температура магмы опустится ниже температуры солидуса, на поверхности будут фиксироваться афировые породы, соответствующие условиям закалки — с многочисленными кристаллитами и редкими микролитами.

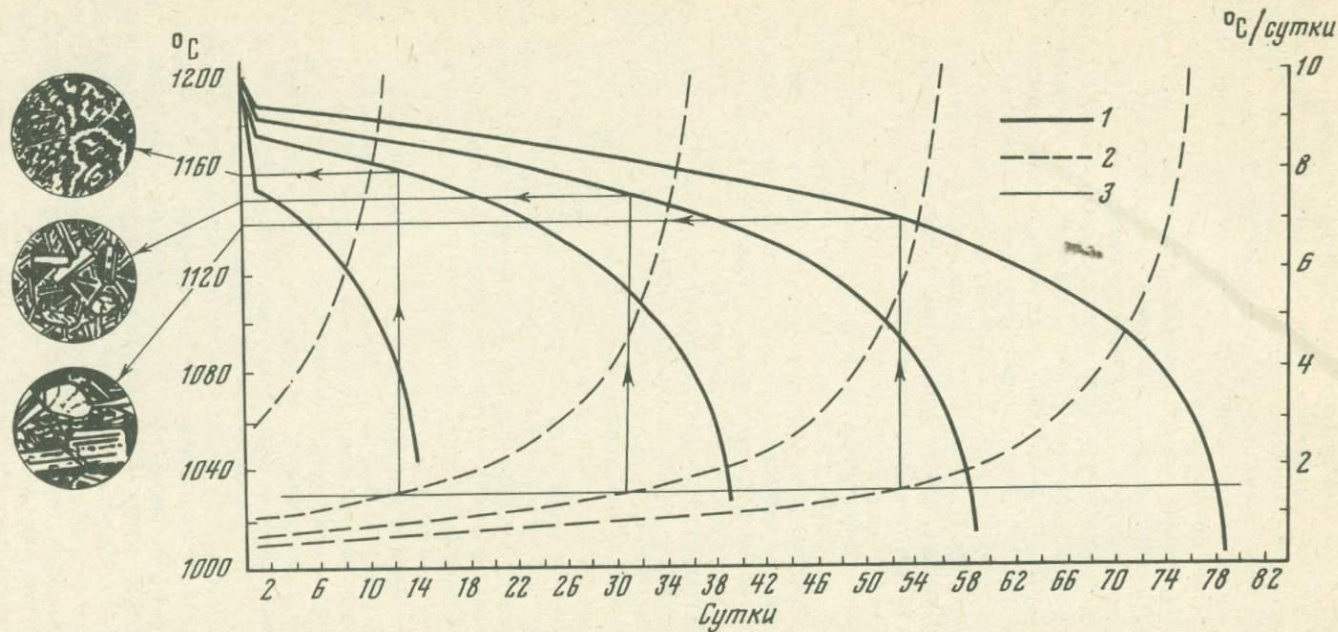


Рис. 36. Вариации степени кристалличности пород вулкана Алаид (1972 г.) и изменение температуры магмы в зависимости от расширения летучих в условиях декомпрессии

1 — расчетная температура охлаждения; 2 — скорость охлаждения; 3 — температура закалки образца

Следующий участок кривой температуры характеризуется монотонным понижением, соответствующим равномерному поступлению материала при извержении. В то же время скорость понижения температуры увеличивается по мере приближения магмы к поверхности, как это отмечает Грейтон [1949] (см. рис. 35) и как это показывает кривая 2.

Если в качестве условия закалки принять какое-то предельное значение скорости понижения температуры [Дрозин, Философова, 1976], то на втором участке изменения температур следует выделить две области: 1) область медленного и плавного охлаждения, в течение которого успевает произойти кристаллизация, и 2) область предельного охлаждения, при котором могут протекать лишь процессы нуклеации [Donaldson, 1978], т. е. область, эквивалентная по физическому смыслу закалке. Принимая скорость снижения температуры для магмы извержения Олимпийского Прорыва, равной  $1,5^\circ\text{C}/\text{сутки}$  [Дрозин, Философова, 1976], с помощью графического построения можно определить значение температур, при которых произошла закалка (3). Эти температуры для расплавов, достигших поверхности на 40, 60 и 80-й дни извержения, будут соответственно равны 1160, 1140 и  $1120^\circ\text{C}$ , на 15-й день —  $1200^\circ\text{C}$  — т. е. это будет принятая начальная температура магмы.

Приведенный выше график скоростей охлаждения и расчетных температур, при которых происходит закалка образца, находит реальное отражение в породах извержения вулкана Алаид в 1972 г. В последовательные поступающих порциях этих пород наблюдается смена структур от афировых в начале извержения через серийно-порфиновые и до порфиновых в конце него.

Таким образом, формирование главных типов структур в магме, движущейся к поверхности, связано со скоростью понижения температуры; эта скорость, в свою очередь, зависит от газосодержания в магме.

Рассмотрим влияние физико-химических условий на кристаллизацию расплава при подъеме магмы к поверхности во время извержения; ограничимся глубиной до 5 км ( $P_{\text{общ}} \leq 1,5$  кбар).

Общее давление при поступлении магмы из очага к поверхности, естественно, падает. В сухой безводной системе влияние давления на температуры ликвидусов фаз (10 град/кбар) невелико, причем с понижением  $P_{\text{общ}}$  температуры плавления минералов уменьшаются. Таким образом, в условиях быстрого адиабатического подъема сухого расплава к поверхности должно происходить плавление ранее выделившихся кристаллов.

Влияние содержания воды заключается в резком понижении температур устойчивости безводных минералов и возникновения условий кристаллизации водных фаз с ростом  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Как показывают результаты эксперимента [Йодер, Тилли, 1965; Eggler, Burnham, 1973], присутствие в расплаве воды наиболее сильно снижает температуру устойчивости плагиоклаза и менее существенно — ортопироксена, оливина и клинопироксена. В случае количества воды в магме, достаточного для насыщения расплава (3–5 вес. %  $\text{H}_2\text{O}$  при  $P_{\text{общ}} = 1\text{--}2$  кбар) с ростом  $P_{\text{общ}}$  и соответственно  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , температуры ликвидусов безводных фаз заметно снижаются, причем наиболее сильная зависимость ликвидусов фаз от  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  наблюдается именно при небольших давлениях, отвечающих рассматриваемым глубинам (100–150 град/кбар для плагиоклаза). При дальнейшем подъеме магмы к поверхности неизбежно наступают условия насыщения ее водой. В условиях насыщения, если температура магмы ниже ликвидуса породы при 1 атм, движение расплава в подводящем канале к

поверхности будет сопровождаться интенсивной кристаллизацией, хотя температура магмы может незначительно возрасти за счет выделения теплоты кристаллизации. Расплав базальтового состава, содержащий 1–2%  $H_2O$ , будет насыщен водой при  $P_{общ} = 500–700$  атм и температурах, близких к ликвидусу [Кадик, 1974]. Таким образом, следует ожидать кристаллизацию такого расплава при его подъеме к поверхности с глубин 1,5–2,5 км.

Наиболее существенными эффектами, вызывающими выделение твердых фаз в приповерхностных условиях магматического канала, являются: 1) снижение  $P_{H_2O}$  при подъеме магмы, содержащей воду, и 2) охлаждение магмы в приповерхностных условиях или на земной поверхности. Роль охлаждения особенно велика в эруптивном процессе. В случае мощных эксплозивных извержений происходит закалка породы при температуре, близкой к температуре магмы перед извержением, и степень ее кристалличности приблизительно отвечает кристалличности магмы на том уровне канала, который она занимала перед эксплозией.

Петрографическими исследованиями установлено, что кристалличность пород может меняться в ходе извержения в порциях лав (Алаид, Тятя, Ключевской), а также внутри лавового потока одной порции по разрезу и латерали потока (Южный Прорыв БТТИ). При образовании синхронной пары "бомба–лава" структуры основной массы меняются (Южный и Северный Прорывы БТТИ). Рассмотрим, какие условия могут привести к изменению кристалличности пород.

Газосодержание и газонасыщенность (газ в растворенном виде) магмы определяют ее температуру, вязкость и кристаллизационную способность. Расширение газа, как известно, приводит к потере тепла и понижению температуры расплава. Ослабление эксплозивной активности указывает на снижение газосодержания в магме. Повышенное газосодержание расплава приводит к образованию минеральных фаз амфибола и биотита. В частности, согласно экспериментальным данным Г. Йодера и К. Тилли [1965], повышение давления  $H_2O$  в расплаве влечет за собой понижение температуры ликвидуса, тем самым расширяется интервал кристаллизации базальта — появляются более низкотемпературные минеральные фазы и сокращаются интервалы устойчивости оливина, пироксена, плагиоклаза. Спокойное выделение летучих на фоне медленного подъема расплава по колонне приводит к его постепенной дегазации. Температурный режим кристаллизации поддерживается притоком флюида из более глубоких частей магматического канала. Расширяется временной интервал кристаллизации оливинов, пироксенов и, особенно, плагиоклазов. И если вкрапленники второй (промежуточной) генерации рассматриваются как микролиты основной массы первых порций расплава, то наблюдается уменьшение степени кристалличности основной массы в конечных порциях с последовательным увеличением количества вкрапленников и их размеров. Афировые структуры первых порций сменяются серийно-порфиоровыми и порфиоровыми.

При условии извержения магмы с высоким газосодержанием ее температура на выходе будет вблизи солидуса, так как все процессы охлаждения пойдут внутри канала вулкана. И как следствие, различия в кристалличности пород можно будет наблюдать только по порциям, в ходе извержения.

Если газосодержание магмы низко, а газонасыщенность велика, то температура магмы на выходе будет выше солидуса. В этом случае кристаллизация лавы будет продолжаться и заканчиваться в эффузивных

условиях. При таком извержении (как правило, это базальтовое извержение гавайского типа) количество вкрапленников в разрезе и по латерали одной порции лавового потока может меняться весьма значительно, т. е. часть вкрапленников может образовываться и в открыто текущих лавовых потоках, как это было показано для базальтов Анюйского вулкана [Устиев, 1961] и для базальтов Южного Прорыва БТТИ [Вольнец и др., 1979].

#### КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МИКРОЛИТОВ В ЭФФУЗИВАХ КАК ОТРАЖЕНИЕ ДЕГАЗАЦИИ РАСПЛАВА

Структуры вулканических пород отражают быстрое охлаждение и отвердевание расплавов на земной поверхности и в непосредственной близости от нее [Ферхуген и др., 1974; Donaldson, 1978]. Кристаллизация микролитов, во всяком случае в жидких базальтовых потоках, происходит на поверхности, как это наблюдалось в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения [Пономарев и др., 1978]. Для разрезов лавовых потоков Южного Прорыва в целом наблюдается следующая закономерность: корка потока, как правило, более стекловатая, внутренняя часть более раскристаллизованная (структуры от гиалопилитовой до микролитовой соответственно). Зональное распределение микролитов в вертикальных разрезах потоков (минимум в стекловатой корке) было отмечено для голоценовых потоков мегаплагифирических лав Толбачинской ареальной зоны, для базальтов Анюйского вулкана [Устиев, 1961], базальтов Колумбии [Hoffer, 1966] и в других местах. Эта зональность хорошо объясняется плавным понижением температуры по вертикали потока в эффузивную стадию извержения, в момент становления потока.

Отмечено [Важеевская, 1976], что структура основной массы породы не зависит от количества вкрапленников и что это, в свою очередь, свидетельствует об образовании микролитов в эффузивных условиях. Вместе с тем в некоторых базальтовых лавовых потоках, несмотря на их большую мощность (20–40 м), зональность строения по разрезу отсутствует (вулкан Алаид, начало Северного Прорыва).

Эксперименты по закаливанию пластичных образцов лав на извержениях также подтверждают сходство структур основной массы в обоих парах. Тем не менее в синхронных парах "бомба—лава" наблюдаются различия в структурах основной массы. И, как правило, такие петрографические различия отмечаются для лавовых потоков, имеющих и вертикальную зональность.

В ряде работ Е.К. Устиева [1961], А.Н. Сирина [1966], А.А. Важеевской [1976], Г. Макдоналда [1976] и других проводится петрографическое сравнение двух генетических типов "бомба—лава". Наблюдаемые при этом различия в количестве микролитов и структурах их основной массы от витрофириковой до микролитовой объясняются следующими причинами. В бомбе в результате ее охлаждения во время полета по воздуху образуется внешняя корочка закалки, и в целом структура основной массы становится более стекловатой, чем в случае медленного и плавного понижения температуры в лавовом потоке, когда структура основной массы успевает раскристаллизоваться до микролитовой.

Как уже отмечалось, в синхронных парах "бомба—лава" на Олимпийском Прорыве не наблюдается структурных различий. Вместе с тем если считать, что кристаллизация микролитов происходит только в эффу-



Рис. 37. Соотношение между  $\Delta T$  и временем, необходимым для нуклеации оливина в опытах с переохлаждением [по Donaldson, 1978]

зивную стадию и связана с "воздушным" охлаждением, то структуры основной массы в продуктах разных генетических типов (пеплах, бомбах, лавах) должны всегда различаться между собой, а лавовые потоки должны иметь вертикальную зональность.

Следовательно, объяснить различия, установленные в структурах основной массы бомб и лав, условиями лишь наземной кристаллизации затруднительно.

Для понимания процессов, влияющих на центрообразование и дальнейший рост микролитов, а также определение скорости, с которой происходит смена структуры базальтового расплава в процессе охлаждения, обратимся к результатам эксперимента по плавлению щелочного оливинового базальта [Donaldson, 1978].

Особенности изотермической кристаллизации расплава ниже температуры ликвидуса сводятся к следующему (рис. 37).

1. Задержка в нуклеации короче при больших  $\Delta T$  и длиннее при малых  $\Delta T$  (антибатная зависимость). При  $\Delta T \sim 10^\circ\text{C}$  задержка превышает 24 часа. При  $\Delta T = 60^\circ\text{C}$  (для образца, расплавленного при температуре, превышающей на  $38^\circ\text{C}$  температуру ликвидуса) для кристаллизации оливина требуется 2,5 часа, при переохлаждении расплава на  $\Delta T = 140^\circ\text{C}$  требуется 0,5–1,0 час.

2. Задержка в центрообразовании систематически повышается с повышением температуры перегрева (см. кривые с  $t^\circ >$  ликвидуса на 4, 18, 38, 118,  $168^\circ\text{C}$ ). Видимо, с увеличением температуры перегрева происходит разрушение структурного порядка в расплаве, которое приводит к задержке в нуклеации.

3. "Метастабильная область" (т. е. минимальная  $\Delta T$ , необходимая для центрообразования)  $< 15^\circ\text{C}$ , кривая с температурой выше ликвидуса на  $4^\circ\text{C}$ .

В экспериментах с контролируемой скоростью охлаждения (рис. 38) интересны следующие особенности:

1. Центрообразование происходит при более малых  $\Delta T$ , если скорость охлаждения меньшая (симбатная зависимость). Геологически это означает, что лавовый поток полностью расплавленного базальта должен переохладиться на десятки градусов, прежде чем произойдет нуклеация оливина. Неравномерность охлаждения поверхности и внутренней части лавового потока приводит к образованию вертикальной зональности по основной массе.

2. Повышение перегрева вызывает нуклеацию при больших  $\Delta T$  при данной скорости охлаждения. Так, при скорости охлаждения  $20^\circ\text{C}/\text{час}$

Рис. 38. Зависимость  $\Delta T$  от скорости охлаждения для нуклеации оливина в экспериментах [Donaldson, 1978]

из расплава (т.е. образца, предварительно расплавленного и нагретого до температуры, на  $38^\circ\text{C}$  превышающей температуру ликвидуса) оливин начинает кристаллизоваться при температуре на  $70^\circ\text{C}$  ниже температуры ликвидуса. Аналогично — при скорости охлаждения  $60^\circ\text{C}/\text{час}$  оливин появится при температуре на  $85^\circ\text{C}$  ниже температуры ликвидуса, а при скорости охлаждения  $140^\circ\text{C}/\text{час}$  оливин выкристаллизуется при температуре на  $100^\circ\text{C}$  ниже ликвидуса.

Таким образом, неравномерность скорости охлаждения, переохлаждение и возможность перегрева магмы — все это влияет на центрообразование и кристаллизацию оливина.

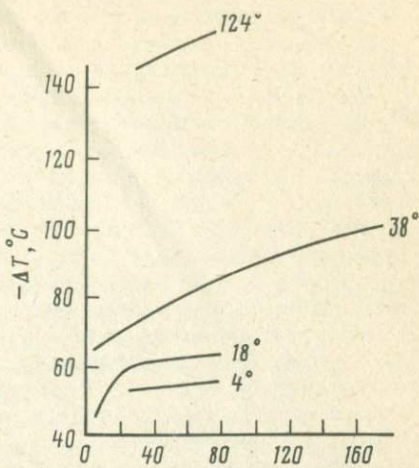
Все перечисленные выше параметры, определяющие нуклеацию и кристаллизацию базальтового расплава, полученные в результате эксперимента, могут быть достигнуты в ходе извержения.

В магмоподводящем канале эруптивного центра — шлакового моногенного конуса — происходит разделение расплава на расплав с высоким газосодержанием, который, бурно дегазируя, "переохлаждаясь", поступает на поверхность в виде пирокластического материала (пепла, шлака, бомб), и расплав газонасыщенный, "высокотемпературный", образующий на поверхности лавовые потоки. В результате такого перераспределения магмы, при извержении наблюдаются одновременное поступление относительно "холодного" пирокластического материала из эксплозивного вершинного жерла и излияние "горячего" лавового потока из бокки у подножия конуса вулкана.

Рассмотрим возможные условия образования различных морфологических типов вулканических бомб в ходе извержения. Их облик и структура основной массы будут зависеть от местонахождения в магматическом канале.

Если расплав поступает непрерывно в газовой струе (при струйном истечении) по центру сечения канала, то при этом образуются большей частью "фигурные" бомбы стекловатого облика с витрофировой структурой основной массы. Для них эффект закалывания будет оптимальным вследствие резкого расширения газа и высокой скорости прохождения данной порции расплава по каналу. Начало и конец струйного истечения расплава (отдельные взрывы), а также поступление магмы вдоль стенок канала с меньшей скоростью и с более плавным снижением температуры обуславливают появление на поверхности преимущественно шлаковидных бомб и отдельных типов глыбовых бомб с криптокристаллической структурой основной массы.

При миграции жерла в кратере, после паузы или перестройки эксплозивного режима в динамике извержения, в результате отдельных мощных взрывов выбрасываются исключительно обломочные глыбовые бомбы. Они представляют собой прижерловые выжимки в кратере и



условия их кристаллизации можно сравнить с аналогичными условиями на глыбовом лавовом потоке; структура основной массы таких бомб, как правило, микролитовая. Иногда во время эксплозий из кратера одновременно выбрасываются бомбы всех этих типов.

Так как максимальный темп расширения газов (а следовательно и охлаждения) наблюдается у среза лавовых жерл (здесь, видимо, закладывается большинство вулканических взрывов), можно предположить, что здесь существуют оптимальные условия охлаждения, определяющие "закалку" и зональность основной массы в вулканических бомбах. Вследствие этого в "фигурной" бомбе содержится стекла больше, чем в лаве. Известно, что в более вязком расплаве скорость образования центров кристаллизации преобладает над скоростью роста кристаллов — это и обуславливает наблюдаемые различия.

Наряду с перечисленными выше факторами, определяющими процессы нуклеации и кристаллизации, немаловажное значение, видимо, имеет вулканическое дрожание, сопровождающее излияние лавового потока. Вполне возможно, что такое дрожание механически ускоряет кристаллизацию и способствует росту кристаллов [Gibb, 1976].

Таким образом, несомненно, что процессы кристаллизации протекают при понижении температуры магмы. Расширение газа, выделившегося в свободную фазу, и переход системы в сухое состояние, видимо, и есть тот механизм, который вызывает понижение температуры магмы и ее кристаллизацию. Адиабатическое расширение газа охлаждает расплав, причем большое количество газа и резкое его расширение приводят к закалке. В этом случае образуется метастабильная фаза — вулканическое стекло. Медленное расширение летучих приводит к плавному понижению температуры и способствует росту кристаллической фазы.

Особенности процесса охлаждения и кристаллизации расплава могут быть обусловлены флюидной фазой ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , F и др.). Высокая газонасыщенность затрудняет процессы кристаллизации. В момент извержения, когда происходит снятие давления флюидной фазы и осуществляется дегазация магмы с переходом ее в сухое состояние, происходит повышение температуры ликвидуса и начинается "спонтанная" кристаллизация.

Ослабление эксплозивной активности извержения означает, что количество газа (газосодержание) уменьшается, адиабатический эффект не так велик, и, следовательно, температура магмы продолжает понижаться с меньшей скоростью, чем прежде. Вслед за возникновением центров кристаллизации (нуклеацией) начинается рост кристаллов — образуются породы с серийно-порфировой структурой. Когда газосодержание в магме становится минимальным, что находит отражение в прекращении эксплозий, температура системы понижается настолько плавно, что создаются наиболее благоприятные условия для роста фенокристаллов. Породы становятся порфировыми.

Структуры основной массы эффузивных пород отражают условия охлаждения и отвердевания на земной поверхности, или в непосредственной близости от нее.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное изучение динамики современных извержений Камчатки и Курильских островов и анализ петролого-геохимических исследований их продуктов, позволили установить непосредственную связь между особенностями извержений и процессами кристаллизации пород. Опираясь на фактический материал, мы представляем динамику эруптивного процесса при побочном прорыве следующим образом.

Перед извержением в магматическом канале обособливается своеобразная газовая "шапка". Для начала процесса кристаллизации необходимо переохладение расплава. Такое переохладение наступает за счет расширения летучих, выделившихся в свободную фазу в верхней части магматического канала в результате декомпрессии. Сравнительно узкий температурный интервал кристаллизации магмы (135–145°С для базальта) при 1 атм. означает, что в приповерхностных условиях даже относительно незначительное охлаждение (переохладение) будет оказывать существенное влияние на кристаллизацию расплава.

Наиболее существенными процессами, вызывающими выделение твердых фаз в приповерхностных условиях магматического канала являются: 1) влияние изменения концентрации летучих (в основном  $H_2O$ ) и следовательно давления; 2) охлаждение магмы вблизи земной поверхности. Необходимо еще один слабо изученный, но немаловажный фактор, способствующий, вероятно, кристаллизации магмы, — вулканическое дрожание, если его рассматривать как механический эффект "тряски", ускоряющий нуклеацию и рост кристаллов.

В случае мощных эксплозивных извержений происходит закалка расплава при температуре, фиксирующая агрегатное состояние вещества перед извержением, и степень ее кристалличности приблизительно отвечает кристалличности магмы на том уровне канала, который она занимала перед эксплозией. Начальное резкое охлаждение испытывают те порции расплава, которые находились ближе к поверхности перед извержением и были обогащены летучими в свободной фазе (наличие амфибола в первых афировых порциях базальта). Ослабление и прекращение эксплозий означает, что газосодержание в магме уменьшилось, эффект охлаждения не так велик, а следовательно, ее охлаждение происходит более медленно и плавно. Это в свою очередь, приводит к росту фенокристаллов из микролитов и субфенокристаллов ранних генераций, т. е. породы становятся порфиридовидными. Понижение общего давления оказывает существенное влияние на кристаллизацию основной массы базальтов.

Таким образом можно сформировать следующие выводы:

1. Динамика эксплозивной активности связана с газосодержанием в магме прямой зависимостью.
2. Степень кристалличности пород оказывается взаимосвязанной с динамикой извержения — ослабление эксплозивной активности

приводит к появлению на поверхности более раскристаллизованных порций лав.

3. Синхронное изменение содержаний вкрапленников плагиоклаза и фемических минералов в ходе извержений, а также дискретный характер их распределения, отражающий этапность эруптивного процесса, указывают на то, что рост вкрапленников происходит в вулканическом канале на уровне отделения газовой фазы. Большая часть фенокристаллов кристаллизуется из объема того вещества, в котором они находятся. Рост кристалличности происходит как за счет увеличения количества вкрапленников, так и их размеров.

4. Структуры основной массы в эффузивах зависят от темпа охлаждения и закалки лавы на выходе из эруптивного центра.

5. Преимущественно стекловатое состояние (витрофировые структуры) первых порций расплава свидетельствует, что магма в момент внедрения и подготовки к извержению почти не содержит кристаллической фазы. Наблюдаемые особенности распределения вкрапленников в лавах указывают на неравномерное распределение в расплаве газовой фазы в канале вулкана перед извержением и на переход магматической системы во времени в дегазированное состояние (за счет снятия давления флюида).

6. Независимость вариаций количественно-минерального состава пород от их химического состава, а также содержание редких и рассеянных элементов в продуктах современных извержений — указывают на весьма ограниченную роль и масштабы процесса кристаллизационно-гравитационной дифференциации в верхней части магматического канала.

Эти закономерности могут рассматриваться как общие для современного, в основном, базальтоидного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В.А., Андреев В.Н., Селиванова Г.И.** О составе продуктов извержения вулкана Ключевская сопка в 1974 году. — Геология и геофизика, 1978, № 10, с. 115—121.
- Абрамов В.А., Волинец О.Н., Петров Л.Л., Флеров Г.Б.** К геохимической модели Большого трещинного Толбачинского извержения по данным анализа кинетики смешения базальтовых расплавов. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 55, с. 3—12.
- Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Токарев П.И., Широков В.А., Меняйлов И.А., Чирков А.М., Волинец О.Н., Дубик Ю.М., Вергасова Л.П., Пономарев Г.П.** Извержение вулкана Алаид в 1972 году. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 64—80.
- Богоявленская Г.Е.** Зависимость характера кристаллизации вулканических пород от механизма извержения. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, 171 с.
- Богоявленская Г.Е., Дубик Ю.М., Кирсанов И.Т.** Кристаллизация андезитов в верхних частях вулканического канала. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 161—162.
- Богоявленская Г.Е., Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Максимов А.П.** Зависимость кристаллизации лав вулкана Безымянного от механизма извержения. — В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976, с. 118—127.
- Боуэн Н.Л.** Эволюция изверженных пород. М.: ОНТИ, 1934. 352 с.
- Важеевская А.А.** Распределение цветных минералов в канале побочного конуса Ключевского вулкана 1968 г. — Бюл. вулканол. станций, 1972, № 48, с. 45—47.
- Важеевская А.А.** Два типа базальтов на Камчатке. — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 53, с. 127—134.
- Владовец В.И., Пийп Б.И.** Каталог действующих вулканов Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
- Волинец О.Н.** Плагиоклазы. — В кн.: Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976, с. 15—36.
- Волинец О.Н., Колосков А.В.** Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 134 с.
- Волинец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М.** Петрохимические типы базальтов Камчатки и их геологическое положение. — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 115—126.
- Волинец О.Н., Пополитов Э.И., Флеров Г.Б., Кирсанов И.Т.** Состав и геохимические особенности плагиоклазов четвертичных вулканических пород Камчатки и Курильских островов. — Геохимия, 1977а, № 5, с. 736—747.
- Волинец О.Н., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Ермаков В.А.** Первые результаты изучения вещественного состава пород Толбачинского извержения. — Бюл. вулканол. станций, 1977б, № 53, с. 13—26.
- Волинец О.Н., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Цюрупа А.И., Ванде-Кирков Ю.В.** О месте и времени кристаллизации вкрапленников плагиоклаза эффузивов по данным изучения продуктов современных извержений Курило-Камчатской зоны. — В кн.: Вулканология и сейсмология. М.: Наука, 1979, № 4, с. 34—48.
- Волинец О.Н., Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Пополитов Э.И., Абрамов В.А., Петров Л.Л., Щека С.А.** Петрохимия, геохимия, и вопросы генезиса пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. — Докл. АН СССР, 1978, т. 232, № 4, с. 940—943.
- Генштафт Ю.С.** Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 207 с.
- Генштафт Ю.С., Соловьева Т.Н., Эрлих Э.Н.** Кристаллизация высокоглиноземистого базальта при высоких давлениях

- ях. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, вып. 6, № 48.
- Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Л.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
- Горшков Г.С., Бозоявленская Г.Е.* Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М.: Наука, 1965.
- Горшков Г.С.* Вулканизм островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
- Грейтон Л.К.* Предположения о вулканическом тепле. М.: ИЛ, 1949. 160 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1967.
- Дели Р.О.* Изверженные породы и глубины Земли. Л.; М.: ОНТИ, 1936. 57 с.
- Дрознин В.А.* Аналоги динамики процессов вулканического аппарата и системы пласт-скважина. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 40—46.
- Дрознин В.А., Философова Т.М.* Термодинамическая информативность кристаллизации продуктов извержения. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 447—450.
- Дрознин В.А., Хренов А.П.* Связь кристалличности продуктов с динамикой Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения. — Бюл. вулканол. станций, 1979, № 56.
- Дубик Ю.М., Вольнец О.Н.* Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагиоклаза. — Бюл. вулканол. станций, 1972, № 48, с. 64—70.
- Дубик Ю.М., Меняйлов И.А.* Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянный. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 38—42.
- Дубик Ю.М., Огородов Н.В., Абдурахманов А.А., Хренов А.П., Токарев П.И., Фирстов П.П., Широков В.А., Лемзинов В.К.* Начало нового эруптивного цикла активности вулкана Карымский в мае 1970 года. — Бюл. вулканол. станций, 1972, № 48, с. 3—20.
- Дубик Ю.М., Хренов А.П., Чадаева Л.К.* Активность вулканов мира в 1970—1971 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 10—16.
- Ермаков В.А., Важеевская А.А.* Вулканы Острый и Плоский Толбачики. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 43—53.
- Ермаков В.А.* О характере дифференциации магмы в каналах действующих вулканов. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 19—31.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С.* Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 43—53.
- Золотухин В.В.* Основные закономерности протектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М.: Наука, 1964. 176 с.
- Иванов Б.В.* Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 134 с.
- Йодер Г.С., Тилли К.Е.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
- Кадик А.А.* Физико-химические условия, определяющие поведение  $H_2O$  и  $CO_2$  в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности Земли: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1974.
- Кадик А.А., Луканин О.А.* Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью. — Геохимия, 1974, № 2, с. 34—40.
- Кеннеди Д.К.* Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М.: ИЛ, 1950, с. 113—132.
- Кеннеди Дж.* О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М.: ИЛ., 1957.
- Кирсанов И.Т., Важеевская А.А.* Извержение кратеров Пийпа в 1966 г. и некоторые вопросы дифференциации лав на Ключевском вулкане. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 157—160.
- Кирсанов И.Т., Хренов А.П., Вакин Е.А.* Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1973 г. — Бюл. вулканол. станций, 1975, № 51, с. 3—18.
- Коржинский Д.С.* Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955. 520 с.
- Красов Н.Ф.* Условия кристаллизации современных лав вулканов Карымского и Безымянного: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1980.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 58 с.
- Леснов Ф.П., Королук В.И.* Первые данные о распределении изоморфной примеси железа в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей СССР. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 922—924.
- Летников А.В., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкановий Б.О.* Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 216 с.
- Луццкий И.В.* Основы палеовулканологии, М.: Наука, 1971. Т. 1. 480 с.

- Малеев Е.Ф.* Пеплы вулкана Тятя извержения 1973 г. — Бюл. вулканол. станций, 1975, № 51, с. 19—27.
- Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975, 431 с.
- Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967, 256 с.
- Мархинин Е.К., Аникеев Ю.А., Гранник В.М.* и др. Извержение вулкана Тятя на Курильских островах в июле 1973 г. — Геология и геофизика, 1974, № 10, с. 20—31.
- Масуренков Ю.П.* Проблема включений и возможности вулканической петрологии. — Бюл. вулканол. станций, 1974а, № 50, с. 10—18.
- Масуренков Ю.П.* Минеральные ассоциации в веществе коры и мантии в орогенных вулканитах. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974б, с. 199—222.
- Масуренков Ю.П., Волинец О.Н.* Реликтовые минералы в вулканических породах. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Мелекесцев И.В.* Тип и возраст действующих вулканов Курило-Камчатской зоны. — Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 17—24.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.* Геохимические особенности эскарпаций (БТТИ). М.: Наука, 1980, 234 с.
- Мирошниченко И.С.* Кристаллизация сплавов при больших скоростях охлаждения и диаграмма состояния. — В кн.: Теоретические и экспериментальные методы исследования диаграмм металлургических систем. М.: Наука, 1969.
- Михайлов Н.П., Шарков Е.В.* Петрология и металлогения формаций расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, с. 53—59.
- Набоко С.И.* Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. — Труды Лаб. вулканол. и Камчатской вулканол. станции, 1947, вып. 4.
- Нарсеев В.А.* Спонтанная полимеризация и ее роль в вулканическом процессе. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли, М.: Наука, 1966, т. 3.
- Николаев Н.С.* Термодинамика минеральных равновесий базитов. М.: Наука, 1978, 176 с.
- Оникиенко С.Н., Дмитриев Л.В.* Трубочатые микролиты плагиоклаза в базальтах. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 4, с. 48—52.
- Осборн Е.Ф.* Экспериментальное исследование давления кислорода, содержа-
- ния воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 75—87.
- Павлов А.Л., Слободской Р.М.* Механизм извержения вулкана Тятя в 1973 г. — Геология и геофизика, 1976, № 6, с. 46—53.
- Петров Л.Л., Волинец О.Н., Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Будинов В.А.* Распределение фтора, бора и бериллия в породах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. — В кн.: Вулканология и сейсмология, 1979, № 3, с. 18—29.
- Петров Л.Л., Хренов А.П.* Бериллий, бор и фтор в продуктах извержения вулкана Алаид в 1972 г. — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977, с. 31—35.
- Петрографический словарь. М., 1963.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—45 гг. — Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 11, 309 с.
- Полканов А.А.* Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т. 1, с. 27—39.
- Пономарев Г.П., Сапожников Е.А., Бродская Р.Л.* Кристаллизация микролитовой фазы в лавах Южного Толбачинского прорыва. — Бюл. вулканол. станций, 1979, № 56.
- Райхбаум Я.Д., Костюкова Е.С., Кузнецова А.И.* Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1976, 160 с.
- Респер Г.Ю.* Петрология исследования основных магматитов. Гравитационная кристаллизационная дифференциация в пиллоу-лавах. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 292—298.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964, 437 с.
- Ритман А.* Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М., 1975, 287 с.
- Рудич К.Н.* Малоглубинный магматизм. М.: Наука, 1978, 142 с.
- Рудич К.Н., Колосков А.В., Алискеров А.А., Волинец О.Н.* Особенности кристаллизации магматических расплавов в связи с их дегазацией. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 43—44.
- Сирин А.Н.* О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968, 195 с.
- Сирин А.Н.* Развитие и скорость дифференциации расплава в приповерхностных частях подводящих каналов шла-

- ковых конусов Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 150—152.
- Сирин А.С., Тимербеева К.М.* О двух типах базальтов и составе исходной магмы вулканов Ключевской группы на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 147—150.
- Соболев В.С.* Сибирские траппы как пример явлений кристаллизационной дифференциации. — В кн.: Проблемы советской геологии, 1935, т. 5, № 7, с. 635—642.
- Стрикленд-Констэбл Р.Ф.* Кинетика и механизм кристаллизации. Л.: Недра, 1971. 310 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 590 с.
- Тимофеева В.А.* Рост кристаллов из растворов-расплавов. М.: Наука, 1978, 266 с.
- Устиев Е.К.* Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 122 с.
- Уэджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
- Фарберов А.И.* Магматические очаги вулканов Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск, 1974.
- 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., Мархинин Е.К., Ковалев Г.Н., Цюрупа А.И., Слезин Ю.Б.* Большое трещинное Толбачинское извержение на Камчатке. Южный прорыв 1975—1976 гг. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1155—1158.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М.* Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 года на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193—1196.
- Федотов С.А., Чирков А.М., Андреев В.Н., Гусев Н.А., Разина А.А., Хренов А.П.* Краткое описание хода трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 53, с. 3—12.
- Федотов С.А.* О вязком нагреве магм и лав при течении, диаметре астеносферных магматических колонн, скоростях подъема и дифференциации магмы под вулканами островных дуг. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 5—15.
- Феохтистов Г.Д.* Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука, 1978. 167 с.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтиг К., Файр У.* Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974, т. 1. 392 с.
- Фирстов П.П., Токарев П.И., Гусев Н.А., Руленко О.П., Симбирев И.Б.* Динамика извержения и сейсмический режим вулкана Карымского в 1976 г. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 55, с. 27—34.
- Флеров Г.Б., Хренов А.П., Петрова В.В.* Пемзовые и пемзовидные включения в базальтах четвертичных вулканов Камчатки и Курильских островов. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1979, с. 200—218.
- Фрих-Хар Д.И.* Кристаллизация магматического стекла и некоторые вопросы петрогенезиса. М.: Наука, 1977. 118 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 263 с.
- Хитаров Н.И.* О соотношениях между водой и магматическими расплавами. — Геохимия, 1960, № 7.
- Хренов А.П.* Газонасыщенность как фактор кристаллизации магматических расплавов и динамики извержений. — В кн.: Геодинамика вулканизма и геотермальных процессов. Петропавловск-Камчатский, 1974. 172 с.
- Хренов А.П.* Сравнительная характеристика продуктов вулканической деятельности в зависимости от динамики извержения. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения орогенных поясов. Владивосток, 1976а, с. 127—128.
- Хренов А.В.* Характер динамики, продукты извержений вулканов Алаид и Тятя (1972, 1973 гг.). — В кн.: Материалы IV научной конференции молодых специалистов и ученых Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1976б, с. 258—259.
- Хренов А.П.* Кристаллизация базальтового расплава в процессе извержения. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979, с. 76—79.
- Хренов А.П., Флеров Г.Б.* Особенности дифференциации и кристаллизации базальтового расплава в вулканическом канале прорыва Олимпийский (вулкан Алаид). — В кн.: Геодинамика вулканизма и геотермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 172—173.
- Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М.* Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 506 с.
- Чейз Ф.* Количественно-минералогический анализ шлифов под микроскопом. М.: ИЛ, 1963. 154 с.
- Шейнманн Ю.М.* Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968.
- Штейнберг Г.С.* О ретроградном повышении давления как спусковым меха-

- низме извержения. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 886—8889.
- Штейнберг Г.С., Бабенко Ю.П.* Экспериментальное определение скорости и плотности вулканических газов во время извержения. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 6, с. 1399—1402.
- Brun A.* Recherches sur l'exhalaison volcanique. Geneva, 1911.
- Desai P.J., Anderson A.T., Jr.* Nature and origin of microphenocrysts in a basalt. — *Bul. Volcanol.*, 1974, vol. 38, N 1, p. 65—72.
- Donaldson C.H.* An experimental investigation of olivine morphology. — *Contr. Mineral. Petrolog.*, 1976, vol. 57, p. 187—213.
- Donaldson C.H.* Supercooling of basalt melt and delay in nucleation of olivine. — *Progress in experimental petrology. Fourth progress report of research supported by N.E.R.C. 1975—1978.* Manchester, 1978, p. 13—16.
- Eggler D.H., Burnham.* Crystallisation and fractionation trends in the system andesite —  $H_2O$  —  $CO_2$  at pressures to 10 kb. — *Geol. Soc. Amer. Bul.*, 1973, vol. 84, p. 2517—2532.
- Elwell D., Scheel H.T.* Crystal growth from high-temperature solutions. London; New York; San Francisco: Acad. Press, 1975.
- Gibb F.G.F.* Supercooling and the crystallisation of plagioclase from a basaltic magma. — *Mineral. Mag.*, 1974, vol. 39, p. 541—653.
- Hoffer S.M.* Compositional variations of plagioclase feldspar from a basalt lava flow. — *Amer. Mineralog.*, 1966, vol. 97, p. 807—813.
- Kirkpatrick R.J.* Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, vol. 88, N 1, p. 78—84.
- Kushiro I., Joder H.S., Mysen B.O.* Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, p. 6351—6356.
- Lapham D.M., Saylor T.E.* Chemical analyses of three Triassi diabase dykes in Pennsylvania. — *Inform. Circ. Geol. Surv.*, 1970, vol. 16, N 68.
- McCall G.J., Peers L.* Geology of the Binnergie Dyke, Western Australia. — *Geol. Rundschau*, 1971, vol. 60, p. 32—41.
- Peck D.L., Wright T.L., Moore J.G.* Crystallisation of tholeiitic basalt in Alae lava lake, Hawaii. — *Bull. Volcanol.*, 1966, vol. 29, p. 629.
- Tanakadate H.* Volcanic activity in Japan during the period between June 1931 and June 1932. — *Japanese J. of Astronomy and Geophysics*, 1934, vol. 12, N 1.
- Tanguy G.C., Bigi, Baniel.* Quelques proprietes physiques du magma actuel de l'Et-na. — *C. r. Acad. Sci.*, 1967, D. 264, N 5, p. 699—702.
- Wager J.R., Depp W.A.* The petrology of the Skergaard intrusion, Kangerdlugsuaq, East Greenland. — *Medd. of Greenland*, 1939, vol. 105, N 4, p. 1—352.
- Walker D. et al.* Crystallization history of lunar picritic basalt sample 12002; Phase equilibria and cooling rate studies. — *Geol. Soc. Amer. Bul.*, 1976, vol. 87, p. 646—656.
- William I., Rose Gr., Aleked T., Anderson I., Lavrel G., Woodruff, Samuel B., Bonis.* The October 1974 basaltic tephra from Fuego volcano: description and history of the magma body. — *J. of the Volcan. and Geothermal Research*, 1978, N 1/2, p. 3—53.
- Joder H.S., Tilley C.E.* Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. — *J. Petrology*, 1962, vol. 3, p. 342—532.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава I	
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ФАЗЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ .....	5
Глава II	
ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ И СО- СТАВ ИХ ПРОДУКТОВ.....	15
Извержение вулкана Алаид в 1972 г. Олимпийский Прорыв .....	16
Извержение вулкана Тятя в 1973 г.....	40
Извержение Новых Толбачинских вулканов в 1975—1976 гг.....	55
Извержение вулкана Карымский в 1970—1971 гг. и в 1978 г.....	86
Некоторые исторические побочные извержения вулкана Ключевская Сопка, извержение вулкана Безымянный .....	104
Глава III	
ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧ- НОСТИ ПРОДУКТОВ В ХОДЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ .....	108
Общие закономерности динамики извержений .....	108
Изменение кристалличности вулканических продуктов в ходе изверже- ния .....	109
Роль летучих в кристаллизации магмы .....	113
Кристаллизация микролитов в эффузивах как отражение дегазации расплава.....	119
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	123
ЛИТЕРАТУРА .....	125

**Анатолий Петрович Хренов**  
**ДИНАМИКА ИЗВЕРЖЕНИЙ**  
**И ПРОЦЕССЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ**  
**МАГМ**

*Утверждено к печати*  
*Институтом вулканологии*  
*ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*  
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*  
Художник *М.Н. Кузьмина*  
Художественный редактор *Т.И. Алексеева*  
Технический редактор *Г.П. Каренина*  
Корректоры *В.Н. Пчелкина, О.А. Разуменко*

ИБ № 24229

Подписано к печати 21.04.82. Т-07438  
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,3. Усл. кр.-отт. 8,3.  
Уч.-изд. л. 11,1. Тираж 700 экз. Тип. зак. 1201  
Цена 1р. 70к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

## ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Выходит из печати книга:

**Киргилыхский мамонт** (палеогеографический аспект) акад. Шило Н.А., Ложкин А.В., Титов Э.Э., Шумилов Ю.В. 13 л. 2 р.

Монография посвящена уникальной биологической и геологической находке — единственному в мире полностью сохранившемуся в мерзлотных отложениях трупу молодого мамонта, обнаруженному в долине ручья Киргилых в верховьях р. Колымы в июне 1977 г.

Для специалистов в области естественных наук и всех интересующихся палеогеографией.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации без ограничений.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин "Книга — почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга — почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга — почтой".

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга — почтой"); 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга — почтой"); 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга — почтой"); 335009 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 252142 Киев, проспект Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 ("Книга — почтой"); 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 ("Книга — почтой"); 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1; 660049 Красноярск, проспект Мира, 84; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга — почтой"); 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга — почтой"); 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 ("Книга — почтой"); 142292 Пушкино Московской обл., МР "В", 1; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга — почтой"); 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга — почтой"); 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга — почтой"); 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга — почтой"); 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга — почтой").

"АКАДЕМКНИГА"

1 р. 70 к.

14

4164



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»