

Б. В. ИВАНОВ

**ИЗВЕРЖЕНИЕ
КАРЫМСКОГО ВУЛКАНА
в 1962—1965 гг.
И ВУЛКАНЫ
КАРЫМСКОЙ ГРУППЫ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА • 1970

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

Б. В. ИВАНОВ

ИЗВЕРЖЕНИЕ
КАРЫМСКОГО ВУЛКАНА
в 1962—1965 гг.
И ВУЛКАНЫ
КАРЫМСКОЙ ГРУППЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА · 1970

Б. В. Иванов. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. В монографии рассматриваются особенности извержения Карымского вулкана в 1962—1965 гг., режим его формирования, закономерности эволюции состава вулканитов, петрография и геохимия продуктов извержения и морфология лавовых потоков. Рассматривается геологическое строение, структурное положение и история развития Карымского вулкана. Освещается геологическое строение, петрография и геохимия пород четвертичного плато и вулканических сооружений района Карымского вулкана.

Ответственный редактор
Г. Е. БОГОЯВЛЕНСКАЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Восточная вулканическая зона Камчатки и ее действующие вулканы всегда привлекали внимание исследователей. Интенсивные вулканические процессы, происходящие в наше время и имевшие еще больший масштаб в прошлом, дают неоценимый материал для познания глубинного строения земли, истории, эволюции и особенностей вулканизма.

Карымский вулкан, располагающийся в центральной части зоны, является единственным среди других активно действующих вулканов Камчатско-Курильской дуги, изливающим на поверхность земли лавы андезито-дацитового и дацитового состава. В 1962 г. Карымский вулкан вступил в эффузивно-эксплозивную стадию извержения, которая длилась три года.

Изучая извержение 1962—1965 гг. и его последствия и стремясь понять причину появления субкислых лав, автор в своих исследованиях охватил ряд вулканов этой группы, при этом выяснилось, что подобные вулканические явления происходили в недалеком геологическом прошлом в ряде других вулканических сооружений, состав лав и петрохимические свойства которых были идентичны продуктам извержения Карымского вулкана. Изучение потухших вулканов района показало, что все они являются частью единой вулканической группы, состоящей из двух действующих (Карымский и Малый Семячик) и восьми потухших вулканов (древний Карымский, Двор, Академии Наук, Однобокий, Белякина, Разлатый, Соболиный, Сухой). Эта, так называемая Карымская группа вулканов представляла собой один из мощных центров вулканизма в средне-верхнечетвертичной-голоценовой истории района. Специфичность этой группы проявилась не только в кислом и субкислом составе продуктов вулканизма, но и в особом структурно-тектоническом строении района, обусловившем такой тип вулканизма.

Настоящая работа — итог многолетних (1962—1967) полевых и камеральных геолого-петрографических исследований автора. Она фактически состоит из трех частей. В первой части описывается геологическое строение четвертичного вулканического плато, древнего Карымского вулкана и его современного конуса, а также вулканических сооружений Карымской группы; во второй части впервые дана наиболее полная справка о прошлых извержениях вулкана, на основе анализа которых выявлены присущие вулкану особенности. Детально описывается извержение 1962—1965 гг., его режим, этапы и стадии, состав продуктов извержения. В третьей части рассматриваются петрографические типы пород района, приводятся их петрохимические и геохимические характеристики. Заключительная глава посвящена истории геологического развития района и попытке показать некоторые особенности зон субкислого вулканизма на примере вулканов Карымской группы, причем при обсуждении некоторых специальных вопросов автор отнюдь не категоричен в выводах, в

связи с чем в ряде случаев интерпретация процессов вулканизма по фактическому материалу может быть различной. Для решения этих важнейших вопросов необходимы геофизические данные, которых, к сожалению, нет, поскольку такие исследования еще не проводились.

Научное руководство темой до 1966 г. осуществлял член-корреспондент АН СССР В. И. Пийп, с 1966 г. член-корреспондент АН СССР Г. С. Горшков. В проведении полевых исследований и обработке материала по извержению Карымского вулкана до 1969 г. автору помогали его товарищи И. Т. Кирсанов, Н. А. Зищенко, М. В. Федоров, Е. К. Серафимова, К. А. Скрипко.

В обсуждении настоящей работы принимали участие С. И. Набоко, Г. Е. Богоявленская, Л. Л. Леонова, В. В. Аверьев, Ю. П. Масуренкова, Е. К. Мархинин, Е. Ф. Малеев. Всем этим лицам автор выражает глубокую признательность.

ВВЕДЕНИЕ

Первое упоминание о вулкане Карымском мы находим у К. Дитмара (1901), путешествовавшего по Камчатке в 1851—1855 гг.

Как действующий Карымский вулкан упоминается в лоции Давыдова (1923) и в работе Н. Г. Келля (1928). В «Каталоге вулканов Камчатки» П. Т. Новограбленным (1932) впервые указывается, что Карымский вулкан находится в кальдере, и приводятся даты сильных извержений вулканов Карымского и Малый Семячик. Последующими авторами даны некоторые сведения о прилегающей к району территории. А. Н. Заварицким (1937) отмечена приуроченность вулканов Малый и Большой Семячик к линии разлома северо-восточного простирания, а А. В. Щербаковым (1938) дано описание геологического строения районов рек Семячик и Березовая. Более полными сведениями о вулкане Карымском и вулканических образованиях района мы обязаны В. И. Влодавцу (1939, 1947) и В. Д. Троицкому (1947), первооткрывателям многих потухших вулканов района, о которых до этого времени ничего не было известно, а именно: вулканы Академии Наук, Белянкина, Крайний, Однобокий, Разлатый, Двор, Соболиный, Сухой, Березовый. В. И. Влодавцу принадлежат первые краткие геолого-морфологические и петрографические описания вулкана Карымского и других уже разрушенных вулканических сооружений. В книге «Вулканы Камчатки» (Заварицкий, 1955), в «Каталоге действующих вулканов СССР» (Влодавец, Пийп, Горшков, 1957) и в «Атласе вулканов СССР» (Светловский, 1959) дается краткая сводка о форме, геологическом строении, составе, химизме вулканических продуктов, датах извержений вулкана Карымского и других вулканических сооружений района. Начиная с 1960 г. вулкан посещают Г. С. Горшков, И. Т. Кирсанов, М. Ф. Федоров, А. М. Чирков, Г. С. Штейнберг и др. В своих работах они характеризуют различные стадии извержений вулкана. Следует отметить статью Г. С. Горшкова (1962), в которой он дает принципиально новую схему развития вулканов Двор и Карымского.

Несмотря на все перечисленные работы, Карымский вулкан и вулканические сооружения района оставались малоизученными, а материал многочисленных исследователей носил отрывочный характер, который в отдельных случаях не соответствовал действительности.

В настоящей монографии на основании многолетних исследований автора и предыдущих работ делается попытка дать более полное описание Карымского вулкана и вулканических сооружений района.

Физико-географические сведения. В центральной части восточного побережья Камчатки (рис. 1) на платообразном хребте, протягивающемся почти в субмеридиональном направлении от р. Жупановой до р. Кроноцкой, расположен один из наиболее активно действующих вулканов полуострова — вулкан Карымский. Рядом с ним на площади

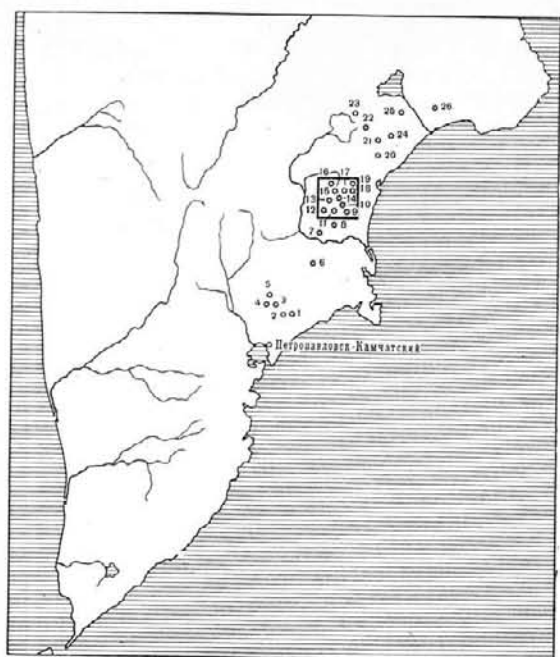


Рис. 1. Обзорная карта района Карымского вулкана

Контуром обведен участок	8 — Дитмара,	18 — Малый Семячик,
детальных работ	9 — Однобокий,	19 — Березовый,
Вулканы:	10 — Академии Наук,	20 — Центральный Семячик,
1 — Козельский;	11 — Белянкина,	21 — Узон,
2 — Авачинский;	12 — Крайний,	22 — Таушниц,
3 — Корякский,	13 — Разлатый,	23 — Унапа,
4 — Аарик,	14 — Карымский,	24 — Кихпинич,
5 — Ааг,	15 — Двор,	25 — Крашенинникова,
6 — Жупановский,	16 — Соболиный,	26 — Кроноцкий.
7 — Жупановские Востряки.	17 — Сухой,	

около 1000 км² размещаются разрушенные и потухшие вулканические сооружения, так называемая Карымская группа вулканов.

По морфологии они делятся на три резко отличные формы: дугообразные постройки, кальдеры и разрушенные постройки центрального типа (звездчатого, по Троицкому, 1947). Представителями первого типа являются потухшие вулканы Двор, Соболиный, Академии Наук, Белянкина; второго — древний вулкан Карымский, Однобокий; третьего — Разлатый и Сухой. Значительную роль в создании, правильнее сказать, в отшлифовке дугообразных построек сыграла ледниковая экзорация, т. е. деятельность вершинных ледников, придавшая внутренним частям дугообразных вулканов форму правильных полуокружностей, характерную для вулканов Двор, Белянкина, Соболиный.

Кроме крупных полигенных эруптивных центров данный район богат мелкими одноактными вулканическими образованиями. Это лавовые и шлаковые конусы, маары или воронки взрыва. Высота их колеблется от 100 до 200 м, общее количество — 16.

Платообразный хребет, на котором располагаются вулканы, представляет собой довольно ровную поверхность овражисто-холмистого типа, шириной 20—27 км, с абсолютными отметками 500—600 м, ограниченную с юга, юго-запада р. Жупановой, а с севера р. Новый Семячик. Поперечный профиль плато заметно асимметричен, его восточный склон

более крутой, чем западный. Благодаря особенностям геологического строения платообразный хребет служит своеобразным водоразделом, с которого берут начало многочисленные реки и ручьи, из них западные относятся к бассейну г. Жупановой, восточные — к бассейну рек Нового Семячика, Карымской, Березовой, Половинки. Реки восточного склона имеют довольно крутой продольный профиль с многочисленными водопадами и каньонообразными долинами.

На изученной территории есть несколько озер кальдерного и кратерного типа, из первых наиболее крупное — озеро Карымское, его площадь 10,1 км², а максимальная глубина в южной части 70 м. Озеро Валентина, находящееся в 6 км на северо-восток от современного конуса вулкана Карымского, занимает дно маара. Площадь озера 0,08 км², глубина неизвестна. К кратерному типу относится Горячее озеро площадью 0,06 км² в кратере Троицкого.

Говоря о морфологических особенностях исследуемого района, следует отметить, что современный рельеф сформирован главным образом вулканическими силами и сопутствующими тектоническими движениями, роль же эрозионных процессов незначительна.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА КАРЫМСКОГО ВУЛКАНА И ВУЛКАНОВ КАРЫМСКОЙ ГРУППЫ

Глава первая

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА

Основные черты геологического строения Восточной вулканической зоны установлены на основании материалов ряда исследователей. Наибольшее значение из них имеют работы А. В. Щербакова (1938), Б. И. Пийпа (1937), А. Е. Святловского (1960), Г. М. Власова (Власов и др., 1963, 1964) и др. Согласно этим данным, Восточная вулканическая зона представляет собой платообразный хребет северо-восточного простирания, сложенный толщей вулканических пород мощностью 500—600 м, лежащих на размытой поверхности дислоцированных плиоценовых образований.

Геологические данные о районе исследования почти отсутствуют. В. И. Влодавец (1947, 1958) отмечает существенно андезитовый состав лав плато, наличие тридимита в эффузивах и достаточно детально описывает разрез игнимбритов Кроноцкого залива.

Наши представления о территории отражены на прилагаемой схеме геологического строения района вулканов Карымской группы и двух разрезах к ней (рис. 2, 3). При изучении геологического строения района нам удалось по ряду признаков (морфологические особенности, стратиграфические взаимоотношения, состав, степень литификации, характер залегания и т. д.) дать возрастную привязку отдельным горизонтам или толщам, благодаря чему достаточно уверенно выделены доледниковые и послеледниковые образования. В свою очередь доледниковые образования в некоторой степени условно делятся на нижне- и среднечетвертичные (Q_{1-2}), верхнечетвертичные (Q_3); послеледниковые (голоцен)¹ — на древние, ранние, средние и современные, или поздние (Q_4^1 ; Q_2^2 ; Q_4^3 ; Q_4^4). Изучение обломков лав и других пород в слаболитифицированных и рыхлых отложениях позволило связать отдельные горизонты с источником их образования и тем самым в какой-то степени датировать определенные стадии в деятельности вулкана.

Как показывают исследования, строение четвертичного плато в разных частях района неодинаково. В центре разрез представлен туфовой толщей андезитового состава. Северо-западная и северная части района сложены игнимбритами дацитового состава, восточная и южная — лавам.

Фундаментом вулканических построек исследуемого района служит комплекс пород нижне-среднечетвертичного (Q_{1-2}) возраста, в пределах которого мы выделяем три фации: туфовую, эффузивную, игнимбритовую.

Прежде чем начать рассмотрение строения четвертичного плато, коротко остановимся на описании третичных отложений района. На геологической карте, составленной Г. М. Власовым (1964), в среднем течении р. Карымской на площади примерно 5—7 км² распространены отло-

¹ Подразделение голоцена принято нами по М. И. Нейштадту (1965).

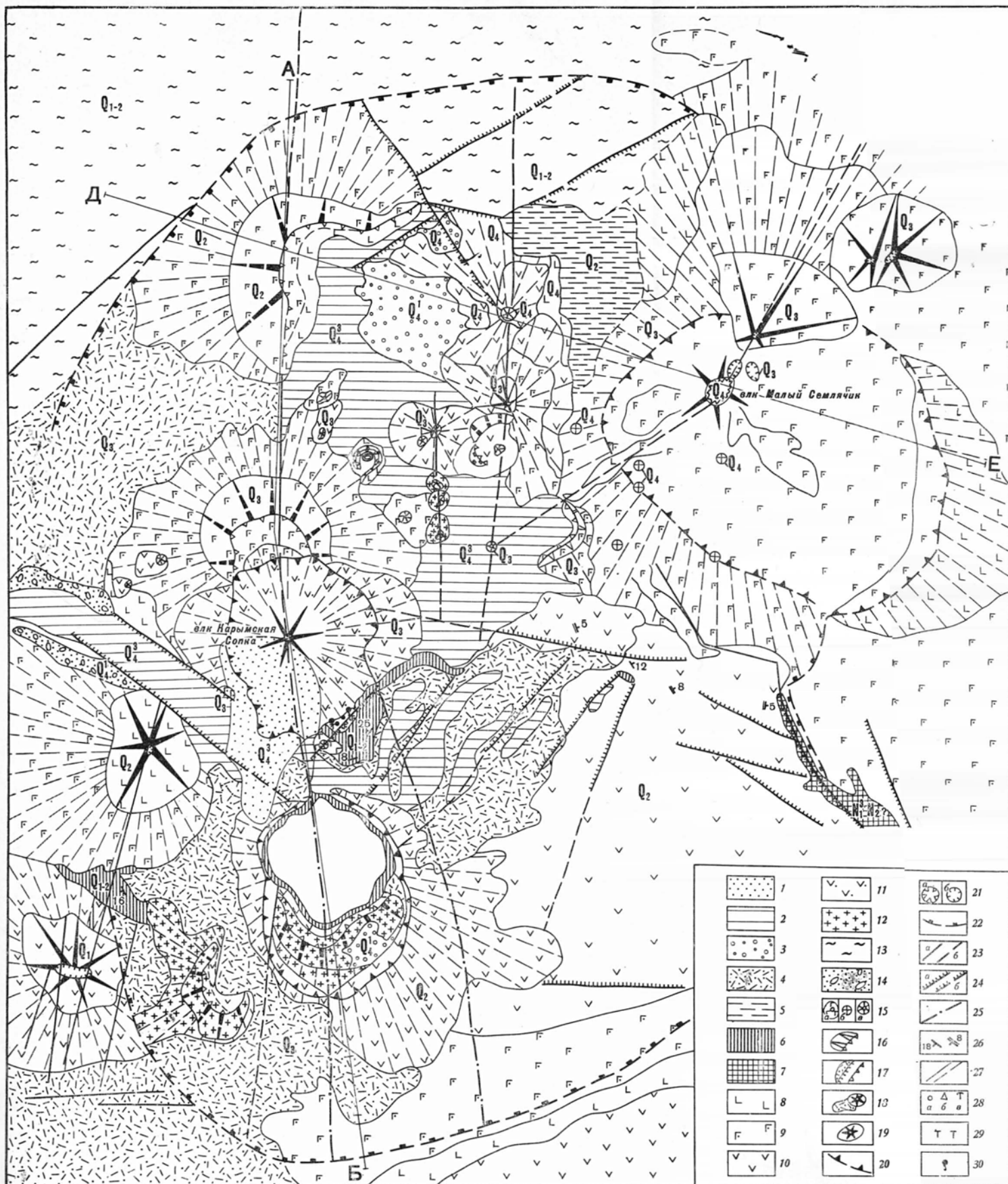


Рис. 2. Схема геологического строения района вулканов Карымской группы

Современные рыхлые образования (Q_4^1).

- 1 — вулканический пепел, гравий, бомбы и глыбы, агломеративные потоки Карымского вулкана;
- 2 — среднеголоценовые (Q_4^3) рыхлые и слаблитифицированные светло-серые пемзы дацитового состава, генетически связанные с образованием кальдеры Карымского вулкана (фашия пемзовых покровов).
- 3 — нижнеголоценовая (Q_4^1) толща переслаивающихся рыхлых горизонтов перетолженных пемз и пеплов ($Q_3^3-Q_4^1$) (фашия озерных и делювиально-пролювиальных отложений);
- 4 — верхнечетвертичные (Q_3) туфы от агломеративных до алевролитовых, степень литификации средняя, преобладает пемзовый материал (туфовая фашия);
- 5 — среднечетвертичные (Q_2) псаммитовые зеленовато-серые туфы, в нижней части трубообломочные разности пемзовый материал отсутствует, (туфовая фашия);
- 6 — нижне- и среднечетвертичная (Q_{1-2}) толща, нерасчлененная; агломеративные, гравийные, псаммитовые туфы с прослоями алевролитовых и пелитовых разностей, степень литификации от средней до сильной; в нижних горизонтах туфитовые разности (туфовая фашия).
- 7 — верхний миоцен и плиоцен нерасчлененные ($N_1^3-N_2$). Конгломераты, туфогенные песчаники, туфиты, андезиты, дациты и их туфы.
Эффузивная фашия:
- 8 — базальты;
- 9 — андезитобазальты;
- 10 — андезиты,
- 11 — андезитодациты;
- 12 — дациты;
- 13 — плато-игнимбриты дацитового состава игнимбритовая фашия;
- 14 — моренные отложения (ледниковая фашия).
- Вулканические постройки:
- 15 — моногенные вулканы: а — лавовые конусы и их лавовые потоки, б — шлаковые конусы, в — лавовые купола;
- 16 — маары;
- 17 — вулканы дугообразного типа и их лавовые потоки;
- 18 — разрушенные вулканы звездчатого типа и их лавовые потоки;
- 19 — действующие вулканы звездчатого типа и их лавовые потоки;
- 20 — кальдеры преимущественно взрывного типа с последующим обрушением;
- 21 — кратеры: а — действующие, б — потухшие.
- Линии тектонических нарушений:
- 22 — кольцевые разломы;
- 23 — разломы фундамента: а — установленные, б — предполагаемые;
- 24 — радиальные трещины с направлением смещения: а — установленные, б — предполагаемые;
- 25 — разломы фундамента, фиксируемые аэромагнитной съемкой.
- Элементы залегания пород:
- 26 — падение пород и направление движения и угол наклона лавовых потоков;
- 27 — геологические границы: а — установленные и б — предполагаемые.
- Фумарольная и гидротермальная деятельность:
- 28 — сольфатары (а), пароводяные струи (б), гейзеры (в);
- 29 — гидротермально измененные, аргиллизированные породы;
- 30 — выходы термальных вод

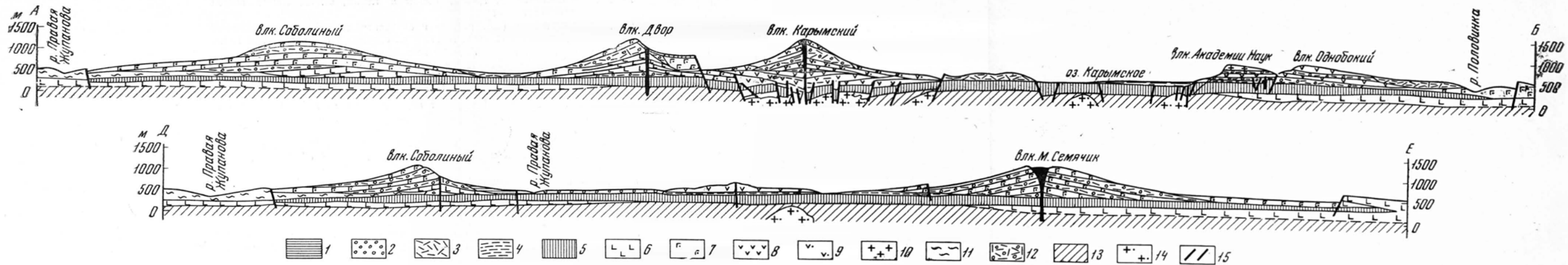


Рис. 3. Схематизированные геологические разрезы четвертичного плато (к рис. 2)

- 1 — среднеголоценовые (Q_4^3) агломератовые рыхлые и слаболитифицированные светло-серые пемзы дацитового состава, генетически связанные с образованием кальдеры Карымского вулкана;
 2 — нижнеголоценовая (Q_4^1) толща переслаивающихся рыхлых горизонтов переотложенных пемз и пеплов;
 3 — верхнечетвертичные (Q_3) туфы от агломератовых до алевритовых;
 4 — среднечетвертичные (Q_2) псаммитовые зеленовато-серые туфы;

- 5 — нижне- и среднечетвертичная толща (Q_1-2), нерасчлененная; агломератовые, гравийные, псаммитовые туфы с прослоями алевритовых и пелитовых разностей, степень литификации от средней до сильной. В нижних горизонтах появляются туфитовые разности;
 6 — базальты;
 7 — андезито-базальты;
 8 — андезиты;
 9 — андезито-дациты;

- 10 — дациты и липарито-дациты;
 11 — плато-игнимбриты;
 12 — пирокластические образования вулканических построек;
 13 — основание плато: верхний миоцен и плиоцен; нерасчлененные ($N_1^3-N_2$);
 14 — интрузии гранитоидного состава;
 15 — разрывные нарушения

Т а б л и ц а 1

Площадь вулканогенных образований различного химического состава в пределах Карымской кольцевой структуры

Порода	Площадь	
	км ²	% от площади всего района
Базальты	44,5	4,5
Андезито-базальты	375,1	38,0
Андезиты	182,7	18,5
Андезито-дациты	14,0	1,4
Дациты	16,4	1,7
Пемзы дацитового состава	62,3	6,3
Туфы андезитового состава	128,2	13,0
Туфы андезито-базальтового состава	8,0	0,8
Игнимбриды дацитового состава*	142,0	14,3
Озерные и делювиально-пролювиальные отложения	9,8	1,0
Морены	3,6	0,4

* Общая площадь игнимбридов, генетически связанных с Карымской кольцевой структурой, составляет примерно 1500 км².

жения $N^3_1-N_2$, представленные толщей туфогенных песчаников, туф-фитов, андезитов, дацитов и их туфов. Нами в среднем течении Карымской подобный разрез не наблюдался, но в ее левом борту в 5 км от устья ручья Углогового на дневную поверхность выходят туфогенные песчаники и конгломераты, по-видимому, плиоценового возраста (N_2). Таким образом, площадь распространения плиоценовых отложений на прилагаемой геологической схеме (см. рис. 2) в значительной степени сокращена.

НИЖНЕ-СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Туфовая фация (Q_{1-2}) вскрывается в истоках и верхнем течении Карымской, а также южнее вулкана Разлатого. Видимая мощность ее 30 м, на самом деле она значительно больше (200—300 м). Толща сложена в средней части грубообломочными туфами зеленовато-желтого цвета, очень плотными, иногда окремнелыми, выше по разрезу сменяющимися средне- и мелкообломочными разностями серого цвета. В верхних горизонтах появляется пемзовый материал. Обломки представлены исключительно лавами плохой и средней окатанности, андезито-базальтового и андезитового состава. Залегание горизонтальное и слабонаклонное, 8—12° на северо-восток и 10—16° на юго-запад. В северо-восточной части района эта толща, судя по элементам залегания, ложится на толщу конгломератов, туфогенных песчаников, туффитов, андезитов, дацитов и их туфов, описанных Г. М. Власовым (1964) как $N^3_1-N_2$. Таким образом, возраст толщи может быть определен как нижне-средне-четвертичный (Q_{1-2}).

К северо-западу от вулкана Малый Семячик на дневную поверхность выходят псаммитовые зеленовато-серые туфы. Залегание пород горизонтальное. Мощность неясна. Судя по высотным отметкам выходов пород (650—700 м) туфы являются фаціальными аналогами верхних горизон-

тов нижне-среднечетвертичной туфовой толщи. Возраст их ориентировочно определен как среднечетвертичный (Q_2).

Эффузивная фация представлена лавовыми продуктами древней деятельности вулканических центров.

В отношении их возраста отмечается следующее: повсюду лавы этой фации перекрываются лавовыми потоками средне-верхнечетвертичных вулканов. На юго-востоке и юге района эффузивы перекрыты лавовыми потоками вулканов Белянкина и Однобокого, поэтому возраст рассматриваемой фации датируется нами как нижне-среднечетвертичный (Q_{1-2}). Площадь распространения ее в пределах кольцевой структуры составляет около 540 км^2 . Мощность непостоянна: на юге около 300 м , на востоке до 50 м . Залегание почти горизонтальное, со слабым ($5-10^\circ$) наклоном на юго-восток и восток. Эффузивы представлены темно-серыми эвпорфировыми базальтами, андезито-базальтами и андезитами. Выходы их на дневную поверхность пространственно разобщены. Базальты и андезито-базальты встречаются преимущественно в юго-восточной части района, в истоках р. Половинки, где они образуют покров мощностью до 300 м , и в истоках Березовой к юго-востоку от кальдеры вулкана Малый Семячик, где мощность их неясна. Андезиты распространены в восточной части района в истоках рек Корнева и Баранова; отличный разрез этих лав наблюдается в правом борту р. Карымской, напротив устья ручья Углового. На юго-востоке района разрез в основном представлен андезито-базальтами и только в нижней части встречаются типичные базальты. Сверху лежит горизонт туфогалечника, отделяющего лавовые потоки вулкана Белянкина от покровов андезито-базальтов. Ниже выходят плотные, массивного облика, темно-серые андезито-базальты с характерной плитчатой отдельностью в средней части разреза. Совершенно аналогичны описанным лавы, развитые к юго-востоку от кальдеры вулкана Малый Семячик. Значительная мощность андезито-базальтов (до 300 м) и их наклонное залегание к юго-востоку и востоку свидетельствуют о существовании в нижнечетвертичное время на месте вулкана Однобокого мощного эруптивного центра или нескольких эруптивных центров, ориентированных в субмеридиональном направлении. Мощность андезитов в правом борту р. Карымской $50-80 \text{ м}$. Разрез начинается в верхней части с массивных темно-серых разностей мощностью до 15 м , за ними следуют тонкоплитчатые андезиты (10 м), ниже вновь массивные разности, постепенно переходящие в тонко-плитчатые, и затем-темно-серые, почти черные породы с призматической отдельностью. Верхние горизонты лав ясно порфирового строения, нижние — почти стекловатая порода с редкими вкрапленниками плагиоклаза. Покровы андезитов мы также связываем с названными эруптивными центрами, хотя и не исключена возможность излияния андезитовых лав по разломам субширотного простиранья, проходящим в верхнем течении современного русла Карымской. Повсеместное налегание верхнечетвертичной туфовой (Q_3) толщи на покровы андезитов позволяет отнести последние к среднечетвертичному возрасту (Q_2).

Петрографически базальты, андезито-базальты и андезиты представляют собой порфировые породы с вкрапленниками из плагиоклаза ($65-70\%$ Ap в базальтах и андезито-базальтах и $55-58\%$ Ap в андезитах), оливина (гиалосидерит с 34% Fa), моноклинного (авгит Wo 35 ; Ep 46 ; Fs 19%) и ромбического пироксена (гиперстен 31% Fs). Количественные соотношения минералов приведены в табл. 2.

Основная масса характеризуется в основном микролитовой структурой с явными следами течения. Реже встречаются пилотакситовая и микролитовая структуры. Микролиты плагиоклаза по составу отвечают в базальтах и андезито-базальтах андезину-лабрадору (с $41-52\%$ Ap); микролитов пироксенов очень мало. Количество стекла прогрессивно

уменьшается от 40—45 в базальтах и андезито-базальтах до 15—20% в андезитах.

Игнимбритовая фация в пределах рассматриваемого района распространена довольно широко и занимает площадь, равную примерно 140 км², что составляет 14% от площади распространения всех пород Карымской кольцевой структуры. За пределами района также известны громадные поля игнимбритов. Широкое развитие игнимбритов в Восточной зоне отмечено в работах В. И. Влодавца (1953), Б. И. Пийпа (1961) и др. В. И. Влодавец подчеркивает, что игнимбриды района

Таблица 2

Количественно-минеральный состав лав, объемные, %

Вкрапленник	Обр. 671, базальт	Обр. 674, базальт	Обр. 676/1, андезито- базальт	Обр. 676/2, андезито- базальт	Обр. 1650, андезит
Плагиоклаз	7,0	13,6	3,5	3,5	4,0
Оливин	1,2	0,3	1,0	3,0	
Моноклинный пироксен	1,0	6,0	1,0	1,0	1,0
Ромбический пироксен	—	—	—	—	1,0
Основная масса	90,8	80,1	94,5	92,5	94,0

образовались в докальдерную стадию Малого Семячика, т. е. по возрасту они относятся по крайней мере к среднечетвертичному времени. Изученные нами геологические разрезы позволяют относить их к ниже-среднечетвертичным образованиям. Это подтверждается следующими фактическими данными: 1) в северо-западной части района игнимбритовая толща мощностью 100 м залегает на нижнечетвертичных туфах андезитового состава; 2) на севере (мощность 60 м) она перекрыта древними (Q₂—Q₃) отложениями вулканического сооружения Малый Семячик; 3) на западе (истоки ручья Мутного) на игнимбриды налегают андезито-базальтовые лавы вулкана Соболиного (Q₂₋₃). При сопоставлении геологических и петрографических признаков игнимбритов западной части с обнажениями игнимбритов Кроноцкого залива обнаруживается почти полное их сходство.

Описываемые игнимбриды мы называем плато-игнимбридами, понимая под этим игнимбритовую толщу широко распространенных пород мощностью не менее 50 м, частично или полностью слагающих разрез вулканогенных образований. Плато-игнимбридам свойственны все геологические и петрографические признаки обычных игнимбритов (Масуренков, 1961; Bordet a. et., 1963, и др.). Для них характерен дацитовый состав. Полный разрез игнимбритов наблюдается в северо-западной части района по ручью Мутному, левому притоку р. Правая Жупановая. Ниже дано его описание (снизу вверх):

Мощность, м

1. Агломеративные туфы зеленовато-желто-серые, плотные, являющиеся водопором; обломки представлены исключительно лавами основного состава 10
2. Игнимбриды светло-серого цвета, неплотные с характерной плитчато-скорлуповатой отдельностью, видны фьямме 25—30
- 3—4. Игнимбриды светло-серые, плотные, массивного облика, с линзами стекла черного цвета (фьямме); размеры линз до 8—10 см в длину и до 2—3 см в поперечнике. Много вертикальных трещин, отчего издали создается впечатление столбчатой отдельности 40—45
5. Горизонт переотложенных пемз, шлаков, обломков лавы. Цементация слабая, отчетливо видна горизонтальная слоистость, сортировка. Окатанность обломков средняя. Выделяется желто-серым цветом 2,5—3
6. Игнимбриды светло-серого цвета, аналогичные слою 2, но несколько плотнее. Образуют обрывистые скальные выходы в верхней части долины ручья Мутного 30—35

В северной части района отмечаются верхние горизонты толщи плато-игнимбригов. При изучении условий их залегания установлено их почти горизонтальное залегание со слабым наклоном на северо-запад под углом до $5-10^\circ$; это свидетельствует о том, что извержения игнимбригов происходили в условиях слаборасчлененного нижнечетвертичного рельефа с тенденцией к общему погружению на север и северо-запад. Следует отметить, что вулканических аппаратов центрального типа или их реликтов в пределах развития плато-игнимбригов не обнаружено.

В нижнем и верхнем горизонте плато-игнимбригов выступают многочисленные обломки кристаллов плагиоклаза и пироксенов размером $0,1-0,8$ мм. Включения округлой или угловатой формы — обломки лав различного состава, преимущественно андезитового с характерными микролитовой и пилотакситовой структурами основной массы. Стекло обломков частично превращено в кварц-полевошпатовый агрегат и ожелезнено. Линзовидные пропластки темно-серого цвета представляют собой включения стекла с п. п. $1,519+0,002$. Структура основной массы, в которую погружены все включения, обломочная. В среднем горизонте во отличие от нижележащего стекло во фьямме — светло-коричневого цвета, с редкими микролитами плагиоклаза чередуется с линзами и прослоями лавы гиалопилитовой и микролитовой структуры. Повсюду различимы включения кристаллов плагиоклаза, пироксенов и рудного минерала. Во фьямме со светло-коричневым стеклом есть линзы или включения округлой формы еще более светло-коричневого стекла с микролитами плагиоклаза или участки стекла длиноволокнистого строения. В последнем случае наблюдается плавный переход от равномерной светло-коричневатой массы к участкам с длиноволокнистым строением. Включения с гиалопилитовой и микролитовой структурой основной массы представляют собой обломки лавы андезито-дацитового и дацитового состава. Размер обломков от $0,5-0,8$ мм до $2-3$ см в поперечнике. Количество их не более $10-15$, а обломков кристаллов — $25-35$ объемных %.

Минеральный состав игнимбригов из отдельных горизонтов более или менее постоянный и представлен плагиоклазом с $38-46\%$ Ап (часто наблюдаются зональные кристаллы, зональность прогрессивная, с составом зон от $35-38$ до $45-47\%$ Ап), ромбическим — (гиперстен $35-28\%$ Fs) и моноклинным пироксеном (с: Ng 39°). Основная масса имеет пепловую структуру, состоящую из мельчайших обломков стекла. В проходящем свете микроскопа цвет основной массы светло-серый, отдельные участки превращены в кварц-полевошпатовый агрегат. Местами светло-серая основная масса становится пузыристой; как правило, участки такого строения имеют форму линз или полос, параллельных фьямме. В пустотах и пузырьках размером $0,1-0,2$ мм развиваются вторичные минералы — кварц, кальцит, хлорит. Здесь же в значительном количестве присутствует кристобалит, заметный по черепитчатому строению и изотропным свойствам. Линзообразные включения всегда по цвету и п. п. отличаются от основной массы. Показатель преломления основной массы $1,525\pm 0,002$, темно-серого или черного стекла — $1,519\pm 0,002$, светло-коричневого — $1,488\pm 0,002$. Иногда эти включения имеют явно флюидальную текстуру, обтекая порфиновые выделения плагиоклаза, пироксенов и рудного минерала. Стекло таких включений светло- и темно-коричневое (фьямме слабо поляризует; здесь же заметны перлитовые трещинки отдельности).

В последнее время четко сформулировались три основные точки зрения на происхождение игнимбригов. Одни (Абих, 1882; Левинсон-Лессинг, 1928; Лякруа — Lacroix, — 1930; Грендж — Grange, — 1934; Кен-

¹ п. п. — показатель светопреломления.

неди — Kennedy, — 1955; Влодавец, 1953, 1961) считают игнимбриты лавовыми образованиями; другие (Дель Эрба — Dell Erba, — 1892; Маршалл — Marshall, — 1935, Феннер — Fenner, — 1923; Заварицкий, 1947; Горшков, 1961) — пирокластическими.

Некоторые исследователи — Борде, Маринелли и др. (Bordet et 1963), связывают образования игнимбритов с особой газонасыщенной пироматмой, извергающейся в форме аэрозоля. Этой точки зрения придерживается также Ритман (1964), Беммелен (1963), Устиев (1961). Следует отметить, что такой взгляд является компромиссным, т. е. включающим элементы как лавовой, так и пирокластической природы образования игнимбритов. Многие приверженцы лавовой природы игнимбритов в своих работах говорили о вспенившихся лавовых потоках (Lacôix, 1930; Kennedy, 1955, Стейнер, 1963) или о вступлении и превращении в пузыристую пензвидную массу обсидиановой магмы, богатой водой (Петров, 1961).

П. Борде (Bordet et. a., 1963) в работе, посвященной вулкану Катмаи и Долине десяти тысяч дымов, приходит к выводу, что игнимбриты Катмаи, заполнившие эту долину, образовались в результате истечения через трещины богатой газами пироматмы, которая в условиях атмосферного давления приобрела форму аэрозоля, состоящего из осколков пенз, кристаллов и т. д. Движение этого аэрозоля было ламинарным. Извержение происходило из ряда трещин, из двух разных резервуаров магмы; андезитового — поверхностного и дацитового, более объемного и глубинного. Образование пироматмы авторы связывают с проявлением региональных тектонических сдвигов.

Изложенное представляется нам правильным и согласуется с нашими воззрениями на природу игнимбритов. Необходимо отметить лишь следующее: 1) локально извержения плато-игнимбритов района приурочены или к многочисленным короткоживущим эруптивным центрам, располагающимся на радиальных трещинах, или к самим трещинам; 2) игнимбриты иногда формируются в результате извержения стратовулканов, но тогда объемы их будут несравнимо уступать игнимбритам, поступившим из трещин; 3) игнимбритовый тип извержения связан с региональными тектоническими перестройками ранее существовавших вулканоструктур, например с образованием кольцевых структур на месте куполовидных поднятий, в результате сегментального растрескивания и опускания отдельных блоков и т. д. 4) такой тип извержения, по-видимому, связан с существованием близповерхностного кислого или субкислого магматического очага, появление которого может быть объяснено внедрением кислых масс почти до дневной поверхности.

ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Восточно-Камчатская вулканическая зона, или Восточный вулканический пояс Камчатки, в центральной части которой располагается исследуемый район, является крупной наложенной структурой, сформировавшейся в раннечетвертичное время на месте геосинклинального прогиба; заложение последнего датируется верхнемеловым временем. Зона представляет собой вулканическое аккумулятивное плато с располагающимися на нем многочисленными вулканическими аппаратами. Формирование ее происходило и происходит под непосредственным воздействием вулканических сил. Проявляясь совместно с тектоническими движениями или действуя совершенно самостоятельно, они способствуют образованию характерных структур, которые представляется возможным, по

классификации В. Беммелена (1956), разделять на вулcano-тектонические и нормальные.

Несмотря на то что в Восточной вулканической зоне располагается значительное количество потухших и действующих вулканов, тектоническое строение зоны до 1965 г. было изучено очень слабо.

А. Н. Заварицкий (1937, 1950) впервые отметил приуроченность вулканов Восточной зоны к единой тектонической линии северо-восточного простираения. В. И. Влодавец (1947, 1958) показал, что структурное положение района контролируется не только зоной Заварицкого. Он отметил широкое развитие кальдер и ряда разломов, соединяющих многочисленные вулканические постройки. А. Е. Святловский (1960) впервые дал схему новейших структур современной Курило-Камчатской геосинклинальной области. Он считал, что Восточно-Камчатская вулканическая зона — это структурный трог, образовавшийся на границе неогена и четвертичного времени и разделенный тектоническими движениями на серию горстовых поднятий и грабенов. Это воззрение в дальнейшем развил Э. Н. Эрлих (1965, 1966а), описав эту вулканическую зону как грабен-синклиналь, т. е. крупный прогиб, ограниченный с бортов либо региональными разломами со значительной амплитудой смещения (до 1000 м), либо серией ступенчатых сбросов небольшой амплитуды, нарушающих нормальное погружение пород к осевой части структуры. Для грабен-синклиналей характерна телескопичность строения, проявляющаяся в последовательном развитии однотипных структур все более высокого порядка. Центральная часть грабен-синклиналей осложнена, как правило, поднятиями сводово-блокового типа. Распределение вулканических аппаратов в пределах грабен-синклиналей контролируется ослабленными зонами, в качестве которых выступают разломы фундамента. В пределах центральной части грабен-синклинали Восточной Камчатки Э. Н. Эрлихом (1966а) выделен ряд кольцевых структур, из которых одна, располагающаяся на междуречье Жупановая — Новый Семьячик, территориально входит в район исследований. Эта структура (будем называть ее Жупановской субкольцевой структурой) занимает площадь примерно 2900 км² при размерах поперечников 57×51 км (рис. 4) и представляет собой куполовидную возвышенность, ограниченную системой кольцевых разломов. Амплитуда смещений по разломам доходит до 400—500 м. Разломы прослеживаются по правому борту рек Жупановая, Правая Жупановая и Новый Семьячик. При анализе тектонического строения структуры обращает на себя внимание ее концентрическое (телескопическое) строение, которое, по-видимому, является отражением многофазности развития.

В северной части Жупановской субкольцевой структуры располагается вторая, отчетливо видимая кольцевая структура. Площадь ее около 1000 км², размеры 36×28 км. Эта структура названа нами Карымской. В пределах Карымской кольцевой структуры располагается Карымская группа вулканов (см. рис. 4). Ее южной границей служит ясно выраженный в рельефе разлом, представляющий собой дугу, обращенную выпуклой стороной на юг. В восточной части разлом имеет ступенчатое строение и состоит из двух дуг: внешней, с амплитудой смещения 100 м, срезающей северную часть древней постройки вулкана Дитмара, и внутренней, с амплитудой смещения 250—300 м. В обоих случаях опущено внутреннее крыло. На меридиане оз. Карымского разломы сливаются в единую дугу, орографически отвечающую водоразделу рек Половинка, Таловая, Кедровая. Амплитуда смещения в этой части составляет 100—150 м. Далее разлом проходит южнее вулкана Белянкина, затем поворачивает на север, обрывая восточную половину постройки вулкана Крайнего, и упирается в вулкан Разлатьи. Здесь на расстоянии 10—12 км он не прослеживается, так как перекрыт продуктами вулка-

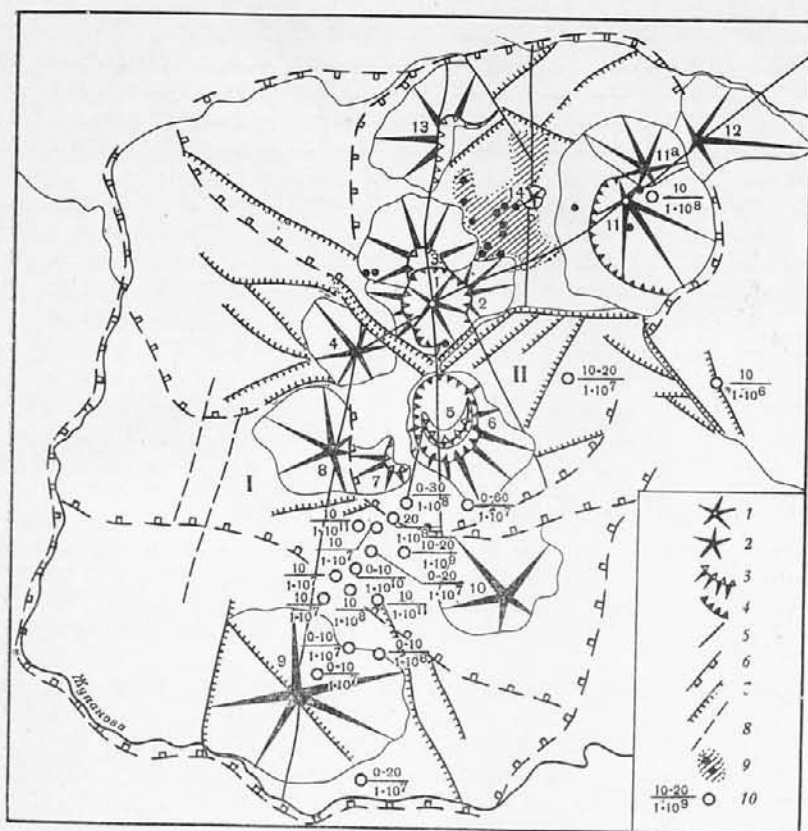


Рис. 4. Тектоническая схема района (составлена с использованием материалов Э. Н. Эрлиха)

- I — жупановская субкольцевая структура;
- II — карымская кольцевая структура;
- 1 — вулканические постройки действующие;
- 2 — разрушенные звездчатого типа;
- 3 — разрушенные, дугообразного типа;
- 4 — кальдеры, преимущественно взрывного типа с последующим обрушением;
- 5 — разломы фундамента, контролирующие вулканические группы;
- 6 — кольцевые разломы;
- 7 — радиальные трещины с направлением смещения;
- 8 — разрывные нарушения голоценового возраста;
- 9 — моногенные вулканические образования;
- 10 — эпицентры землетрясений (числитель — глубина в км, знаменатель — энергия в эрг.).

- Вулканы:
- 1 — современный конус Карымского вулкана;
 - 2 — древняя постройка Карымского вулкана;
 - 3 — Двор;
 - 4 — Разлатьи;
 - 5 — Академии наук;
 - 6 — Однобокий;
 - 7 — Беляжнина;
 - 8 — Крайний;
 - 9 — Жупановские востряки;
 - 10 — Дитмара;
 - II — Малый Семячик;
 - 11a — древний Малый Семячик;
 - 12 — Березовый;
 - 13 — Соболный;
 - 14 — Сухой

нической деятельности вулканов древнего Карымского, Разлатого и Двор. На севере и востоке разлом сливается с основными кольцевыми разломами, ограничивающими Жупановскую субкольцевую структуру. Амплитуда смещения составляет здесь 40—80 м.

В пределах Карымской кольцевой структуры тектонические особенности района прежде всего определяются наличием ряда вулканических сооружений, располагающихся по определенным линиям, преимущественно субмеридионального простирания. Намечается четыре основные зоны

разломов. Первая проходит через вулканы Соболиный, Двор, Карымский, Академии Наук, Однобокий, Белянкина. Вторая связывает вулканы Крайний и Разлатый и уходит за пределы структуры к сопке Жупановские Востряки. Третья, субмеридиональная, отделяет вулкан Карымский от вулкана Малый Семячик. По этой зоне разлома располагается большое число шлаковых и лавовых конусов. Четвертая зона разлома северо-восточного простирания проходит через вулканы Малый Семячик и Карымский.

Одни названные зоны отчетливо дешифрируются по аэрофотоснимкам и выражены на местности зонами дробления, уступами, зонами трещиноватости; другие установлены по данным аэромагнитной съемки (Ривощ, Штейнберг, 1963). Так, разлом, проходящий через вулканы Двор, Карымский, Академии Наук, в его средней части установлен аэромагнитной съемкой, а в истоках р. Карымской он совершенно отчетливо фиксируется в рельефе местности. Здесь породы туфовой толщи раздроблены на блоки с углами падения слоев от 16 до 25°, местами вертикальные. Многочисленные трещины преимущественно субмеридионального простирания подтверждают существование перечисленных зон разломов. К одной из зон приурочена дайка андезитов, описанная В. И. Влодавцем (1947) как некк. К разлому северо-восточного простирания, проходящему через вулканы Разлатый, Карымский, Малый Семячик, приурочена экструзия гиперстеновых андезито-базальтов горы Скалистой.

Обращает на себя внимание целая серия мелких разломов, амплитуда смещения по которым в общем незначительна, а густое расположение их создает своеобразную структурную мозаику, которая при беглом взгляде производит впечатление хаотичной. Однако при тщательном анализе выясняется, что разломы представляют собой систему радиальных трещин кольцевой структуры. Это ступенчатые грабены с амплитудой смещения от 40 до 150—200 м. Ступенчатое расположение сбросов сопровождается последовательным увеличением амплитуды смещения по направлению к центру кольцевой структуры. Для примера рассмотрим систему сбросов, проходящих в районе правого борта р. Карымской. Амплитуда смещения крайнего юго-восточного сброса всего 20—30 м, в то время как у последнего, внутреннего, она достигает 150 м.

Субмеридиональные зоны разломов фундамента относятся к длительно живущим, о чем свидетельствуют многочисленные неглубокие землетрясения (см. рис. 4), эпицентры которых падают на линии северо-восточного и северного направлений. Эти разломы являются своеобразной структурной осью Карымской и Жупановской кольцевой и субкольцевой структур.

При взгляде на геологическую карту района обращает на себя внимание значительное количество кальдер и так называемых дугообразных вулканов. На площади 1000 км² их насчитывается около 10. Структурные особенности этих сооружений во многом связаны с физико-химическими свойствами магм. Кальдеры вулканов Карымского, Академии Наук, Однобокого знаменуют собой финальную фазу развития кольцевых структур.

Геологические комплексы, выделенные в пределах Карымской кольцевой структуры, представляют собой единый структурный этаж, характеризуются горизонтальным залеганием в центральной части района и слабонаклонным — по периферии. Так, если в районе оз. Карымского, т. е. в центральной части структуры, ниже-среднечетвертичные туфы залегают практически горизонтально, то в верхнем течении р. Правая Кедровая они наклонены под углом 10—16° на юго-запад. В среднем течении Карымской эти же туфы падают на северо-восток под углом 10—12°. То же наблюдается и в лавах древних эруптивных центров, ха-

рактир залегания которых определяется неровностями древнего рельефа. Такое периклинальное залегание ниже-среднечетвертичных туфов относительно центральной части кольцевой структуры не может быть объяснено унаследованной складчатостью плиоценового фундамента: по-видимому, эти фрагменты куполовидного поднятия, начало формирования которого следует отнести к нижнечетвертичному времени (Q_1), а завершение — к концу нижнечетвертичного (Q_1^1) или началу среднечетвертичного (Q_2^1). Жупановская и Карымская кольцевые структуры образовались на фоне этого поднятия. Существование подобных куполовидных поднятий, превратившихся затем в кольцевые структуры в результате проседания центральной части, отмечено в Новой Зеландии (Healy, 1964), Индонезии (Беммелен, 1956), Северо-Американских Кордильерах (Баддингтон, 1963; Смит, 1963), Северном Казахстане (Авдеев, 1965). Большой геолого-геофизический материал, собранный в последнее время в Северном Казахстане, показывает, что в ядрах кольцевых структур находятся гранитные тела ограниченной вертикальной мощности, по форме отвечающие лакколито-лополитам и лополитам (Авдеев, 1965).

На существование в районе Карымской кольцевой структуры гранитных тел указывают находки ксенолитов гранитного и гранодиоритового составов в пирокластических образованиях, генетически связанных с кальдерами вулканов Карымского, Академии Наук и Однобокого.

Присутствие игнимбригов, располагающихся как за пределами Карымской кольцевой структуры, так и в ее пределах, и повторяющиеся примеры постоянной взаимосвязи между крупными кальдерами и огромными полями игнимбригов (Авдеев, 1965; Влодавец, 1961; Исикава и др., 1963; Кирсанов, Федоров, 1964) позволяют высказать точку зрения о генетическом родстве этих образований, связанных с единым процессом, в котором могут быть выделены следующие стадии: внедрение кислых масс — образование куполовидного поднятия — растрескивание куполовидного поднятия по системе радиальных трещин — игнимбриговое извержение — образование кольцевых структур — становление близповерхностных кислых, малых по объему интрузий.

Анализируя весь изложенный материал по геолого-тектоническому строению фундамента вулканов Карымской группы, можно сделать следующие выводы.

1. В течение ниже-среднечетвертичного времени фациальная обстановка в центральной части Восточной вулканической зоны была различной, что подтверждается неоднородностью геологического строения фундамента.

2. Вулканогенный ниже-среднечетвертичный комплекс сформировался в результате деятельности многочисленных эруптивных аппаратов центрального или трещинного типа, располагавшихся по разломам, ориентированным в субмеридиональном направлении.

3. Туфовая фация ниже-среднечетвертичного вулканогенного комплекса в Восточной вулканической зоне, по-видимому, распространена регионально, так как породы этой фации встречены за пределами Карымской кольцевой структуры.

4. Центральная часть Восточной вулканической зоны, в пределах которой располагается исследуемый район, представляет собой конфокальную структуру, возникшую на теле громадного асимметричного куполовидного поднятия площадью до 2 900 км². Карымская кольцевая структура приурочена к апикальной части этого поднятия.

5. Характерной чертой ниже-среднечетвертичного вулканизма является андезито-базальтовый и базальтовый состав продуктов извержений. Образование платоигнимбригов дацитового состава связано с особым типом извержения.

6. Плато-игнимбриты района генетически связаны с Карымской кольцевой структурой и локально приурочены или к короткоживущим эруптивным центрам, располагающимся на радиальных трещинах кольцевой структуры, или к самим трещинам.

Глава вторая

ВУЛКАНЫ КАРЫМСКОЙ ГРУППЫ, ИХ ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Все вулканические образования района располагаются в пределах единой Карымской кольцевой структуры. В среднечетвертичное время (Q_2) в ней появились вулканы Соболиный, Разлатый, Однобокий, в верхнечетвертичное — Двор, древний Карымский, Малый Семячик, Белянкина, Академии Наук, Сухой. В голоценовое время (Q_4) образовался современный конус Карымского вулкана. В настоящее время активно действует лишь вулкан Карымский, а Малый Семячик проявляет умеренную фумарольную деятельность. Вулкан Академии Наук, прекративший свое существование в начале голоценового времени (Q_4^1), находится в стадии гидротермальной деятельности. Исключением в этой группе является вулкан Крайний, возникший на границе плиоценового (N_2) и нижнечетвертичного времени (Q_1) и потухший в нижнечетвертичное время (Q_1). Вулкан Крайний расположен за пределами Карымской кольцевой структуры и не связан с нею единым геолого-структурным планом. Поэтому геологическое описание вулкана в настоящей работе не приводится¹.

Характеризуя геологическое строение вулканов, мы придерживаемся возрастной последовательности их образования.

Вулкан Соболиный — громадная дугообразная постройка, опоясывающая с запада широкую долину верховьев р. Правая Жупанова, протягиваясь в виде полукольца длиной 9,5 км и площадью 47 км² с максимальными отметками 1000—1122 м и объемом постройки около 8 км³. В прошлом это был стратовулкан высотой до 1800—2000 м. В настоящее время от него сохранилась только западная часть. Форма вулкана обусловлена серией катастрофических взрывов, в результате которых вся восточная часть постройки была снесена; последующая — ледниковая экзорация придала ему современный вид. Фундаментом вулкана служат агломератовые туфы нижнечетвертичного возраста, а западной части — платонигнимбриты дацитового состава.

История формирования вулкана Соболиного восстанавливается по восточному борту дугообразной постройки. Обширные лавовые поля вулкана, широким плащом опоясывающие остатки вулканической постройки, начинаются примерно с отметки 700—800 м. Нижняя часть постройки погребена под верхнечетвертичными туфами андезитового состава; северная и западная (в нее входят и лавовые поля) отделены тектоническим нарушением от поля платонигнимбритов. Судя по строению сохранившейся части вулкана, количество лавового и пирокластического материала примерно одинаковое при общей мощности разреза 400 м. Жерло вулкана располагалось в середине восточной части постройки, что подчеркивается наклонным залеганием относительно нее лавовых и пирокластических потоков. В основании разреза залегают темно-серые двунироксеновые оливинсодержащие базальты. Начиная с отмет-

¹ В табл. 32 приведен один анализ лавы вулкана.

ки 900 м обнажается комплекс вулканических агломератов, отвечающих по составу базальтам и андезито-базальтам. Общая мощность агломератовых туфов около 200 м. Лавы верхней части разреза представлены темно-серыми плотными андезито-базальтами, протягивающимися в виде нескольких слоев общей мощностью 150 м. Такими же андезито-базальтами сложены и лавовые потоки вулкана Соболиного.

Базальты по внешнему виду представляют собой темно- или светло-серые пористые породы (до 40%), богатые вкрапленниками плагиоклаза (65—70 до 80% An), в меньшем количестве — пироксена (авгит Wo 38, Ep 44, Fs 18; гиперстен 32—29% Fs) и оливина (хризолит 30% Fa). Структура породы порфировая или серийно-порфировая. Количественно-минералогический подсчет дает следующие соотношения: плагиоклаз — 23,7, моноклинный пироксен — 2,7, ромбический пироксен — 1,2, оливин — 1,0, рудный минерал — 0,8, основная масса — 70,6%. Основная масса существенно стекловатая (55—60%) с большим количеством магнетитовой сыпи и сравнительно небольшим — очень мелких игольчатых микролитов плагиоклаза, по составу отвечающих андезину (34—46% An), а также редких микролитов моноклинного пироксена, гранул и кубиков рудного минерала. Общий тип структуры в основном микролитовый.

Андезито-базальтовые лавы — это плотная темно-серая порода с многочисленными мелкими и средней величины вкрапленниками плагиоклаза и цветных минералов. Структура породы порфировая и серийно-порфировая. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (58—70% An), авгитом (Wo 33, Ep 46, Fs 21%), ромбическим пироксеном (гиперстен 26—25% Fs), оливином и рудным минералом. Количественный минеральный состав следующий: плагиоклаз — 18,2, моноклинный пироксен — 3,5, оливин — 1,7, ромбический пироксен — 1,0, рудный минерал — 0,3, основная масса 75,3%. Основная масса характеризуется микролитовой и пилотакситовой структурами, стекла несколько меньше, чем в лавках базальтов (до 50%). Микролиты плагиоклаза отвечают андезину-лабрадору (47—53% An), количество моноклинного пироксена и рудного минерала невелико.

Комплексу вулканических агломератов свойственна однородность петрографического состава включений, отвечающих по составу базальту и андезито-базальту, и достаточная степень литификации. По размерам включений агломераты можно разделить на несколько разновидностей, от глыбовых до псаммитовых. Цвет их самый различный, с преобладанием темно- и красно-коричневых оттенков. Форма включений резко обломочная, остроугольная, иногда с признаками оплавленности: цемент базальтный, состоящий из продуктов разложения стекла.

Вулкан Разлатый расположен в 6 км на юго-запад от современного конуса вулкана Карымского. Это вулкан звездчатого типа, значительно расчлененный эрозией, имеет пологие (за исключением северного участка, где проходит тектоническое нарушение) склоны. Высота его 1166 м, площадь 36 км². Объем постройки около 5 км³. В юго-западной вершинной части постройки расположен экструзивный купол. Размеры и относительная высота его неясны. Фундаментом вулкана служат нижнечетвертичные (Q₁) агломератовые туфы.

Среди пород, слагающих в достаточной степени разрушенный эрозией вулкан Разлатый, представляется возможным выделить следующие комплексы:

1. Пирокластический с единичными прослоями лав базальтового состава, слагающий нижнюю и среднюю, самую значительную по мощности (300 м) часть сохранившейся постройки.

2. Плагиоклазовые базальты верхних и преимущественно западных склонов вулканического сооружения. Мощность их 100—150 м. Это черные или темно-серые, иногда пористые (до 50%) породы с вкрапленника-

ми плагиоклаза (70—85% An) и более редкими вкрапленниками оливина (хризолит с 27% Fa) и пироксена (гиперстен 29% Fs). Рудный минерал присутствует только в основной массе. Количественно-минеральные соотношения следующие: плагиоклаз—23,1, оливин—до 3, моноклинный и ромбический пироксен—1, основная масса—72,9%. Структура основной массы пилотакситовая.

Среди экструзивных образований вулкана Разлатого преобладают гиперстеновые андезито-базальты, представляющие собой темно-серую, плотную породу, почти полностью раскристаллизованную. Минеральный состав: плагиоклаз (первая генерация 60—65, вторая 53—60% An) — 50—53, гиперстен (34—30 Fs) — 35—38, оливин—3—5, рудный минерал—1—2%.

Пирокластический комплекс, относящийся к фации вулканической постройки, сложен агломератами и туфами, чрезвычайно разнообразными как по размеру слагающих их обломков (от глыбовых до псаммитовых), так и по степени литификации (от рыхлых агломератов в верхах до значительно литифицированных и спекшихся в низах разреза). В обломках преобладают лавы базальтового состава, поэтому в целом комплекс определен как базальтовый.

Структура основной массы долеритовая. Количество стекла не превышает 5%.

Дайки гиперстеновых андезито-базальтов приурочены к радиальным разломам. Макроскопически это плотные темно-серые с зеленоватым оттенком породы; под микроскопом видно, что они состоят из редких вкрапленников плагиоклаза (65—72% An), оливина и пироксена (гиперстен 30—27% Fs). Структура основной массы долеритовая, стекло повсеместно хлоритизировано. Хлоритизацией затронут также оливин. Судя по составу и оптическим свойствам минералов, дайки гиперстеновых андезито-базальтов представляют собой дериваты экструзивного купола.

Вулкан Двор является соседом Карымского вулкана с севера. В настоящее время он не действует. По форме это громадное полукольцо с диаметром 1500 м, высотой 1485 м, занимающее площадь 35 км². В геологическом прошлом Двор был крупным стратовулканом с абсолютной высотой 1700—2000 м, который в результате серии разрушительных эксплозий, преимущественно косонаправленных, превратился в дугообразную постройку. В настоящее время это значительно разрушенное процессами эрозии, но все еще мощное вулканическое сооружение объемом 9 км³. Внутренние склоны его крутым и обрывистым амфитеатром ограничивают полукруглую, слабо наклоненную к югу поверхность площадью 3 км². Внешне склоны вулкана, изрезанные барранкосами, довольно крутые, местами даже обрывистые. Примерно с высоты 900 м (абс. отм.) они становятся пологими, постепенно спускаясь к долине р. Правая Жупанова. В нижних частях западных и восточных склонов отмечаются лавовые конусы (табл. 5) в виде невысоких (отн. высоты 30—80 м) холмов, сплошь поросших кустарниковой растительностью.

Вулкан Двор сформировался в начале верхнечетвертичного времени, фундаментом его является ниже-среднечетвертичная (Q₁₋₂) туфовая толща.

Геологическая история вулкана Двор тесным образом связана с древним Карымским вулканом, расположенным в непосредственной близости от него. Лавы древнего Карымского вулкана перекрыли западный и восточный борт и залили центральную часть дугообразной постройки. Сложность ее и тесный контакт с кальдерой Карымского вулкана делают затруднительным построение общего геологического разреза вулкана, поэтому мы описываем отдельно западную, восточную и центральную его части.

В западной части кальдеры в месте сочленения древней постройки Карымского вулкана с вулканом Двор обнажается мощная толща вулканитов, которая делится на два комплекса, преимущественно лавовый и преимущественно пирокластический. Оба они относятся к низам древней постройки вулкана Двор. Несколько южнее комплексы перекрываются лавами древнего Карымского вулкана. Первый представлен темно-серым с чуть зеленоватым оттенком эвпорфировыми андезито-базальтами. Отдельные горизонты лав сильнопористые, до шлаковидных, размер пор различный (не более 3—5 мм) и распределение их неравномерное. Минеральный состав лав следующий: плагиоклаз (65—75% An) — 13—19, оливин — 2—4, ромбический пироксен (гиперстен 31—24 Fs) — 1—3, моноклинный пироксен (авгит Wo 35, Ep 46, Fs 19%) — до 4, магнетит — до 1%. Структура основной массы микролитовая и гналопилитовая. Для оливина характерны опатизация и развитие хлоритово-рудных и хлоритцоизитовых псевдоморфоз. Часто по трещинам образуется идингсит. Кристаллическая часть основной массы представлена микролитами плагиоклаза (47—87% An), микролитами и микролитами пироксенов и оливина. Горизонты вулканического агломерата в лавовом комплексе имеют подчиненное значение, мощность каждого горизонта не превышает 0,5—1 м, а суммарная — составляет около 5 м; суммарная мощность лавового комплекса 60—70 м. По составу он относится к андезито-базальтам.

Существенно пирокластический комплекс общей мощностью до 200 м представлен переслаиванием туфов преимущественно грубообломочного характера с подчиненным количеством прослоев лав андезито-базальтового состава.

В восточной части вулкана Двор в месте сочленения древней постройки Карымского вулкана с вулканом Двор под лавами первого обнажается 150-метровая толща вулканического агломерата, переслаивающегося с горизонтами лав андезито-базальтового состава. Вся толща вулканического агломерата неоднородна; отдельные горизонты представляют собой агломератовые туфы от глыбовых до гравийных, встречаются сваренные и спекшиеся разности от глыбовых до лапиллиевых агглютинатов. Цвет толщи разнообразный: от желто-серого до вишнево-красного — и обусловлен интенсивным ожелезнением, карбонатизацией и другими позднейшими процессами. По преимущественному составу обломков всю толщу можно отнести к андезито-базальтовому ряду. Вся она разбита сериями нарушений преимущественно сбросово-взбросового характера с амплитудой 50—150 м на ряд блоков с общим погружением на юг. Внутри блоков породы разбиты сериями трещин, развивающихся преимущественно параллельно. По трещинам амплитуды сброса не превышают 15—50 м.

Перекрывающие агломератовую толщу зеленовато-серые лавы, мощность которых достигает 20 м, образуют пять четких горизонтов и по составу относятся к андезито-базальтам. Структура породы порфировая, вкрапленники представлены плагиоклазом (60—68% An) — 18, оливин — 4,7, моноклинным пироксеном — 2, единичными зернами гиперстена (46—38 Fe) — 2,3%. Основная масса составляет 75%.

Структура основной массы главным образом микродолеритовая и пилотакситовая, в отдельных участках — типично микролитовая. Плагиоклаз основной массы — лабрадор с 55—70% An. Промежутки между призматическими индивидами плагиоклаза заполнены зернами моноклинного пироксена. В основной массе присутствует магнетит. Отмечаются слабая карбонатизация и ожелезнение.

На лавовый комплекс налегает горизонт красновато-коричневых шлаков мощностью 20 м, образовавшийся в результате эксплозивной деятельности вулкана Двор. В северной части шлаки перекрываются

черными пористыми (до 45%) лавами андезито-базальтового состава.

Внутренняя часть вулкана Двор в разрезе четко разделяется на два комплекса пород: нижний — вулканический агломерат, в различной степени уплотненный с горизонтами спекшихся разностей, мощностью 162 м и верхний комплекс — лавовый, базальтового и андезито-базальтового состава, мощностью 70 м.

Вулканический агломерат представляет собой плохо отсортированную породу, состоящую из обломков и глыб лав, пемзы и бомб; среди преобладающего грубообломочного материала есть псаммитовые и алевритовые прослои. Иногда отмечаются спекшиеся разности, в отдельных горизонтах прослеживается четкая слоистость (обычно это псаммитовые и алевритовые прослои с преобладающим количеством обломков пемз). Цвет толщи самый различный: от ярко-красно-коричневого до желтовато-зеленого. Состав обломков лавы отвечает базальтам и андезито-базальтам.

Породы лавового комплекса плотные буровато-темно-серого и темно-серого цвета, иногда с мелкими светло-серыми вкрапленниками плагиоклаза (65—70% Ap), коричневатозеленоватыми вкрапленниками пироксена (гиперстен 28—25 Fs) и авгита. Встречаются пористые (45—50%) разности, поры эллипсоидальные, округлые, размером 0,5—0,6 мм. Количественно-минеральный состав следующий: плагиоклаз — 17,4, гиперстен — 3,5, моноклинный пироксен — 2,0, оливин — до 1, рудный (магнетит) — 0,6, основная масса — 75,5%. Последняя характеризуется в основном пилотакситовой структурой и состоит из мелких микролитов (20—50 mk) среднего и основного плагиоклаза (с 47—60% Ap), большого количества мелких зерен моноклинного пироксена (25—40 mk) и сыпи рудного минерала. В некоторых пустотах наблюдаются кристобалит с показателем преломления $1,484 \pm 0,002$, иногда совместно с кальцитом.

В северо-западной внутренней части вулкана Двор в виде скалистого обрыва выходит на поверхность дайка андезитов. При прослеживании ее вниз по склону обнаруживается, что она является дериватом довольно мощного субвулканического тела того же состава. Ширина экструзии примерно 300 м, высота 150 м. Экструзивные породы представляют собой плотные розовато-серые андезиты (SiO_2 — 57,64%) с заметным количеством вкрапленников светло-серого плагиоклаза; порода дайки, относящаяся также к андезитам, отличается более темным цветом.

Экструзия и дайки в северо-западном борту постройки вулкана Двор сложены плотной, серого цвета порфировой породой. В минеральном составе ее выделяются вкрапленники: плагиоклаз (65—75% Ap) — 25,8, ромбический пироксен (гиперстен 24% Fs) — 5, оливин — 1,6, моноклинный пироксен — единичные зерна и основная масса — 67,6%. Текстура основной массы трахитовая и пилотакситовая.

Западный борт дугообразной постройки вулкана Двор, сложенный вулканическим агломератом, инъецирован ветвящимися жилами андезито-базальта, являющимися дериватами описанной экструзии. На северо-восточных и юго-западных склонах вулкана располагается ряд побочных моногенных эруптивных центров. Форма, строение и состав их приведены в табл. 5.

Вулканы Однобокий и Академии наук до последнего времени рассматривались как два самостоятельных вулканических образования (Влодавец, 1947). Работы, проведенные в этом районе, позволили установить единую и непрерывную геологическую историю развития вулканов (рис. 5). В верхнечетвертичное время здесь существовал довольно мощный стратовулкан Однобокий высотой около 2000 м и площадью 35 $км^2$ с диаметром основания 5—6 км. В настоящее время от вулкана сохранилась кальдера, которая представляет собой почти полное кольцо

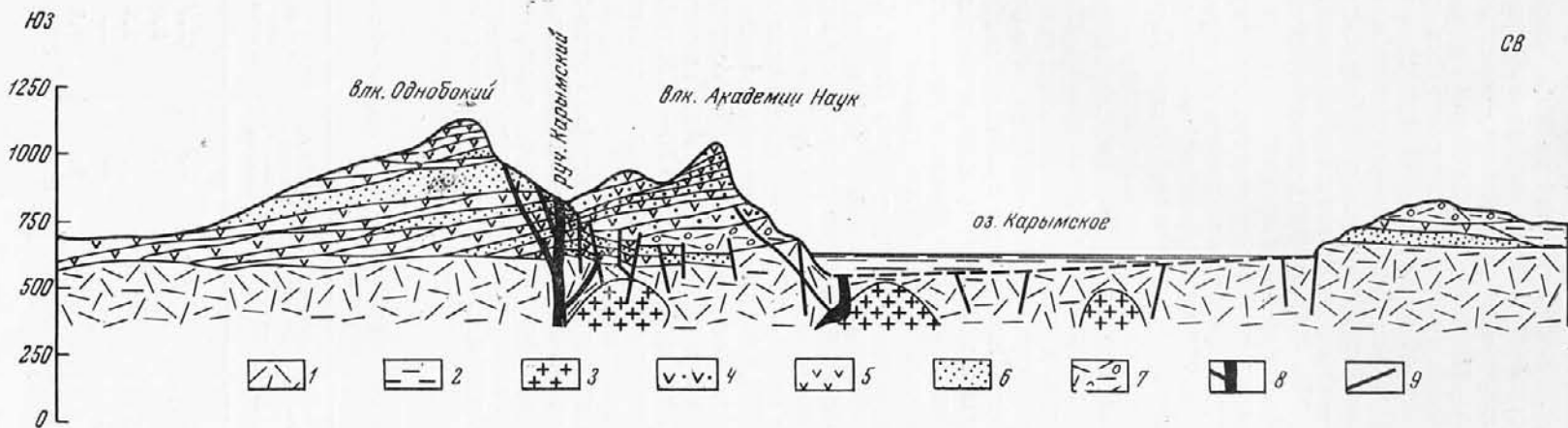


Рис. 5. Схематический геологический разрез района вулканов Академии Наук и Однобокий

1 — нижне-среднечетвертичные туфы (Q_{1-2});

2 — верхнечетвертичные туфы (Q_3);

3 — близповерхностные интрузии гранитоидного состава;

4 — дациты и липарито-дациты вулкана Академии Наук;

5 — двупироксеновые андезиты вулканической постройки Однобокого;

6 — пирокластические образования вулканической постройки Однобокого;

7 — слаболитифицированные пемзовые отложения дацитового состава;

8 — вулканический канал и его апофизы

9 — разрывные нарушения

с максимальными высотами в юго-восточной и восточной части (абс. отм. 1120 и 1000 м). Диаметр кальдера 5 км; объем постройки около 6 км³. Внутренние склоны кальдеры крутые и обрывистые, особенно в восточной части, внешние — пологие, плавно переходящие в плато. В кальдере расположен разрушенный конус вулкана Академии Наук — в настоящее время дугообразная вулканическая постройка кальдерного типа (объем 1,6 км³), дно которой занято озером. Она опоясывает озеро с юга и частично юго-запада, где высота ее максимальна (до 1100 м). Внешние стенки постройки довольно крутые и слабо расчленены процессами эрозии, внутренние — крутые и обрывистые с юго-востока и востока, по атрию (абс. высота 700—800 м), разделяющему внешнюю и внутреннюю кальдеры, протекает ручей Карымский.

В строении кальдеры вулкана Однобокого существенную роль играют лавы. Породы, слагающие южную, юго-восточную и восточную часть вулканической постройки, довольно однообразны — это андезиты, андезито-базальты и агломератовые туфы того же состава. Под микроскопом видно, что породы очень сходны и отличаются лишь незначительными вариациями в соотношении минералов. Породы, слагающие верхние горизонты в северной части кальдеры, при общем микроскопическом сходстве с андезито-базальтами имеют более кислый андезитовый (SiO₂ 59—62%) и андезито-дацитовый состав (SiO₂ 62,28%), представляя собой, по-видимому, лавы последних извержений вулкана Однобокого.

Андезито-базальты и андезиты отличаются заметным количеством вкрапленников плагиоклаза, пироксена и редко встречающегося оливина. В пористых разновидях объем пустот достигает 35—40%. Размер колеблется от долей миллиметра до 1—2 см и более. Очертания пор различные: округлые, эллипсоидальные и т. п. Структура пород порфировая и серийно-порфировая. Среди вкрапленников отмечаются две генерации плагиоклаза. Более ранняя представлена вкрапленниками таблитчатой формы, размеры от 0,4—0,7 до 1—3 мм, иногда зональными, с изменением зон от 47 до 65% Ап. Вкрапленники второй генерации — лейстовидные кристаллы микротинного облика. По составу как первые, так и вторые относятся к лабрадору с 53—65% Ап. Пироксены представлены гиперстеном (34—26 Fs) и авгитом (Wo 35—37, En 43—46, Fs 15—19%). Постоянно присутствует рудный минерал. В основной массе довольно часто встречается кристобалит.

Основная масса лав в нижних горизонтах (андезито-базальты) переполнена микролитами плагиоклаза, моноклинного пироксена и рудного минерала. Стекло желтовато-бурое, его количество 45—50%. В лавах средних и верхних горизонтов количество стекла увеличивается до 55—60%. Содержание микролитов пироксена и зерен рудного мине-

Таблица 3

Количественно-минеральный состав андезитов и андезито-базальтов, объемные %

Вкрапленник	Обр. 686, андезит тонко- плитчатый	Обр. 687, андезито- базальт плот- ный	Обр. 690, андезито- базальт пористый	Обр. 695, андезит плотный	Обр. 708, андезит плотный
Плагиоклаз	6,2	10,0	5,4	12,0	5,0
Ромбический пироксен	0,4	1,0	1,0	1,0	1,0
Моноклинный пироксен	0,2	0,2	1,0	1,1	1,0
Оливин	0,2	—	—	—	—
Рудный	—	—	1,0	0,6	1,0
Основная масса	93,0	88,8	91,6	85,3	92,0

рала уменьшается. Везде плагиоклаз микролитов по составу отвечает андезину с 35—47% Ап. В пустотах постоянно встречается кристобалит (п. п. = $1,486 \pm 0,002$) в виде мелких скоплений (до 0,3 мм) или псевдоморфоз по плагиоклазу. Структура основной массы гналопилитовая, микролитовая, реже пилотакситовая.

Андезиты и андезито-дациты северной части кальдеры по внешнему облику разделяются на черные стекловатые андезиты и светло-серые андезито-дациты. Последние в большинстве случаев пористые (пористость верхних горизонтов лав 50—55%). Среди андезитов макроскопически выделяются «крапчатые» разности. Породы имеют порфировое строение, вкрапленники представлены кристаллами плагиоклаза двух генераций (первая — кристаллами таблитчатой формы, размером 0,6—0,7 мм с 55—65% Ап; вторая — лейстовидными выделениями, размером 0,3—0,5 мм с 49—57% Ап), гиперстеном (31—29% Fs), авгитом (Wo 39, Ep 44, Fs 17%), рудным минералом (магнетитом).

Таблица 4

Количественно-минеральный состав андезитовых и андезито-дацитовых лав, объемные %

Вкрапленник	Сбр. 749, андезито- дациты пористые	Сбр. 750, андезиты плотные	Сбр. 753, андезиты плотные, стекловатые	Сбр. 712, андезиты плотные, «крапчатые»
Плагиоклаз	4,7	8,6	14,1	3,0
Ромбический пироксен	0,2	1,0	1,0	0,5
Моноклинный пироксен	0,6	0,5	1,0	0,2
Рудный	0,4	0,2	0,7	0,3
Основная масса	94,1	89,7	83,2	96,0

Основная масса характеризуется в основном гналопилитовой структурой и состоит из микролитов андезина (33—46% Ап), моноклинного и ромбического пироксенов, гранул магнетита. Присутствует апатит в виде игольчатых кристалликов, размером до 100 микр.

Породы, слагающие кальдеру вулкана Академии Наук, представлены как лавовыми разностями, так и разнообразными пирокластическими образованиями. Отложения пирокластические отличаются преимущественно в нижней части постройки. Это агломератовые туфы андезитового состава. Среди лав выделяются двупироксеновые андезиты, дациты, а также липариты, обломки которых постоянно присутствуют в пирокластических отложениях, связанных с образованием кальдеры. Туфы по преобладающей величине обломков относятся к агломератовым и глыбовым. По внешнему виду туфы — плотно сцементированные породы, состоящие из угловатых или слабо окатанных обломков плагиоклазового андезита, погруженных в туфовый цемент. Отмечается ожелезнение и хлоритизация, что придает породам желто- или коричневатозеленый цвет. На агломератовые туфы налегает горизонт пемзового гравийного туфа (SiO₂ в пензах 63—64%). Еще выше находится горизонт темно-коричневатокрасных агломератовых туфов, по составу отвечающих дацитам.

Двупироксеновые андезиты — темно- или светло-серые плотные, массивного облика породы. Вкрапленники представлены плагиоклазом (49—53%), ромбическим (гиперстен 34—30 Fs) и моноклинным пироксеном и рудным минералом. Количественно-минералогический подсчет дает следующие результаты: плагиоклаз — 8,8, ромбический пироксен — 2,2, моноклинный пироксен — 2,0, рудный минерал — 1, основная масса — 86,0%.

Основная масса представляет собой прозрачное или полупрозрачное желтовато-бурое стекло ($n_p = 1,519 \pm 0,002$) с микролитами плагиоклаза (35—45% An), ромбического и моноклинного пироксена, зернами магнетита, небольшого количества кристобалита и акцессорного апатита. Стекла здесь не более 55%. Структура основной массы в большинстве случаев пилотакситовая.

Дациты слагают среднюю и верхнюю часть вулканической постройки и характеризуются светло-серым с сиреневатым оттенком, цветом плотным, массивным обликом. Вкрапленники представлены плагиоклазом (41—53% An) и иногда — пироксеном (гиперстен — 35—31 Fs и авгит — Wo 45, Ep 42, Fs 13%). Встречается кристобалит. Количественный минеральный состав следующий: плагиоклаз — 12,5, ромбический пироксен — 4,7, моноклинный пироксен — 0,2, рудный минерал — 1, основная масса 81,6%. В стекловатых разностях плагиоклаза — 3, ромбического пироксена — 0,5, моноклинного — 0,2, рудного минерала — 0,7%. Основная масса составляет 95,6% и состоит из буро-желтоватого стекла, микролитов плагиоклаза андезитового состава (с 32—40% An), игольчатых микролитов пироксена и гранул магнетита. Количество стекла до 60—65%. Структура основной массы гиалопилитовая, реже пилотакситовая, показатель преломления стекла $1,510 \pm 0,002$.

Липариты — породы черного цвета, обсидианового облика, с характерным раковистым изломом. Отдельные образцы пронизаны светло-серыми полосами различной ширины, отчего порода становится полосчатой. Редко выделяются единичные вкрапленники плагиоклаза размером до 1 мм. Под микроскопом видна изотропная основная масса желтовато-коричневого цвета с $n_p = 1,496 \pm 0,02$.

Вулкан Белянкина расположен в 4 км к юго-западу от Карымского озера. Это открытая на северо-восток дугообразная постройка. Максимальная высота ее 1180 абс. м в центральной части. Объем постройки 2 км³, площадь 10 км². Фундаментом вулкана является ниже-среднечетвертичная (Q₁₋₂) туфовая толща. Жерловая часть вулкана располагается в середине дугообразной постройки и хорошо видна на аэрофотоснимках в виде приподнятого массива овальной формы, площадью 0,1 км². Строение вулкана существенно лавовое, максимальная мощность агломератовых туфов отмечается в восточном борту кальдеры и составляет 45 м при общей мощности разреза около 380 м.

Среди пород, слагающих вулкан Белянкина, выделяются базальты, в нижней части постройки, андезито-базальты — в средней и дациты в верхней части постройки и аналогичные им по составу лавовые потоки вулкана, покрывающие площадь примерно в 7 км² к юго-западу.

Базальты — темно-серые плотные породы с вкрапленниками плагиоклаза. Количественно-минеральные соотношения следующие: плагиоклаз (60—85% An) — 23,3, оливин (хризолит 18—22% Fa) — до 5, моноклинный пироксен (авгит Wo 45, Ep 42, Fs 13%) — 2,5 основная масса — 69,2%.

Основная масса состоит из микролитов и субфенокристаллов основного плагиоклаза (57—65% An), большого количества зерен пироксена и рудного минерала, а также кристобалита. Структура ее пилотакситовая и микролитовая. Стекла 20—25%.

Андезито-базальты — светло-серые породы, иногда коричневатокрасные, плотные или пористые. Пористость достигает 45—50%. Иногда встречаются игнимбритоподобные коричневатокрасные лавы с четко полосчатой текстурой, обусловленной развитием линзочек вулканического стекла. Вкрапленники представлены плагиоклазом (55—60% An), моноклинным (авгит Wo 42—45, Ep 42—43, Fs 13—15%) и ромбическим пироксеном (гиперстен 46—42% Fs), рудным минералом. Оливин присутствует почти во всех разностях лав, однако нигде его содержание

не превышает 1%. Минеральный состав андезито-базальтов следующий: плагиоклаз — от 9,5 до 13,6, моноклинный пироксен до 1, ромбический — 1, рудный минерал — 0,5%, основная масса составляет 83,9—88%.

Последняя представляет собой темно-бурое стекло с небольшим количеством мельчайших игольчатых микролитов плагиоклаза. Стекло большей частью свежее, в пористых разностях ожелезнено.

В общем для андезито-базальтов характерны гиалиновая, гиалопилитовая, реже микролитовая структуры основной массы.

Дациты по внешнему виду светло- и темно-серые породы, из-за ожелезнения иногда с коричневато-красным оттенком. Встречаются пористые разности. Вкрапленники представлены плагиоклазом, отвечающим по составу лабрадору с 53—55% Ап, моноклинным (авгит Wo 42, Еп 43, Fs 15) и ромбическим пироксеном (гиперстен 35 Fs) и магнетитом. Количественно-минеральные соотношения следующие: плагиоклаз — 6, ромбический пироксен — 0,6, моноклинный пироксен — 0,4, рудный минерал — 0,1, основная масса — 92,9%. Стекло светло-бурого цвета с п. п. = $1,506 \pm 0,002$, включает микролиты плагиоклаза, пироксена и единичные призмочки апатита.

Вулкан Сухой. Расположен в 10 км на северо-восток от современного конуса вулкана Карымского. Объем постройки 0,2 км³, площадь распространения лавовых потоков 11 км². Вулкан сформировался в верхнечетвертичное время (Q₃) на нижне-среднечетвертичном основании (Q₁₋₂). По-видимому, это было довольно сложная постройка, так как в настоящее время вершина вулкана состоит из двух высоких холмов. Западная привершинная часть представляет собой дугообразную постройку, обращенную открытой стороной на юг, осложненную куполовидным поднятием в центральной части. Склоны вулкана Сухого в настоящее время сплошь закрыты кустарниковой растительностью и поэтому обнажены слабо. Судя по данным В. И. Влодавца (1947), вершина вулкана сложена дацитом, содержащим SiO₂ 63,54%. Лавы вулкана представлены двупироксеновыми андезито-базальтами андезитами и дацитами.

Малый Семячик (отметка южного кратера Троицкого 1368 м, центрального кратера 1560 м, относительные отметки соответственно 768 и 960 м) является стратовулканом со сложной многоэтапной вулканической постройкой. Издали по своей форме он напоминает громадный усеченный конус с основанием площадью примерно 164 км². Склоны конуса крутые, от 20° в нижней части до 30° в верхней, не считая почти вертикальных обрывов в восточной части. За исключением склонов активно-го кратера Троицкого, все другие склоны, особенно северные, изрезаны барранкосами. Активный кратер располагается в юго-западной части вулкана. Кратер имеет вид глубокой овальной воронки диаметром 300 м. Глубина его от 100 м на севере до 210 м на юге. В западной нижней части кратера находится выход фумарольных струй, на дне располагается озеро с водой ультракислого сульфатно-хлоридного состава. Цвет воды ярко-голубовато-зеленый до бирюзового. Глубина озера неизвестна. Малый Семячик нами детально не изучался, все использованные в петрохимических построениях анализы (за исключением одного) взяты у В. И. Влодавца.

Моногенные вулканические образования района Карымского вулкана или связаны с определенными вулканическими центрами, или образуют самостоятельные комплексы, тяготеющие к центральной части кольцевой структуры. По-видимому, последние приурочены к тектонически наиболее раздробленной зоне, которая способствует образованию многоканального вулканизма. В непосредственной близости на площади 31 км² наблюдаются как базальтовые, так и дацитовые моногенные вул-

канические постройки. Среди вулканических образований по характеру извержения и форме вулканических аппаратов представляется возможным выделить: а) лавовые конусы, часто с довольно мощными лавовыми потоками; б) шлаковые конусы с небольшими лавовыми потоками; в) лавовые купола без лавовых потоков; г) маары.

Формы, строение и химический состав пород и местоположение моногенных вулканических образований района даны в табл. 5. По петрографическому и химическому составу среди пород моногенных вулканов выделяются следующие группы: 1) плагиоклазовые базальты, 2) двупироксеновые андезиты-базальты, 3) двупироксеновые андезиты, 4) дациты и липарито-дациты.

Таблица 5

Характеристика моногенных вулканов района Карымского вулкана

Вулканический центр	Местонахождение и возраст	Форма, строение, размер (диаметр и высота)	Состав вулканических пород
Конус Лагерный	Юго-западная часть долины р. Карымской в 3,5 км на юго-восток от Карымского вулкана Q ₄	Лавовый конус, 150×50 м; лавовый поток, 0,2 км ²	Двупироксеновые андезиты-базальты
Вулкан Двор	Юго-западные склоны, Q ₄	Бескратерный шлаковидный конус, 150×40 м	Двупироксеновые андезиты
Вулкан Двор	То же	Шлаковый конус, 150×50 м; лавовый поток	То же
Вулкан Двор	Северо-восточные склоны	Лавовый конус, 400×4 м, лавовый поток, 0,5 км ²	Пироксеновые андезиты
Вулкан Двор	То же	Лавовый конус 500×50 м; лавовый поток 0,2 км ²	Оливиносодержащие андезиты-базальты
Самостоятельный комплекс эруптивных аппаратов в центральной части Карымской кольцевой структуры	Северо-восточные склоны кальдеры Карымского вулкана. Конус Круглый, Q ₃	Лавовый конус 300×100 м; лавовый поток 0,1 км ²	Двупироксеновые андезиты
Сопка Ориентир	Северо-восточнее Карымского вулкана, в 1,6 км на юго-запад от оз. Пересыхающего, Q ₃	Лавовый купол, 200×67 м	Двупироксеновые андезиты-базальты
оз. Пересыхающее	оз. Пересыхающее (оз. Сухое), Q ₄	Воронка взрыва диаметром 1 км с оставшимся восточным бортом высотой 75—80 м, лавовый поток	То же
оз. Валентина	На северо-востоке от вулкана Двор, Q ₄	Воронка взрыва диаметром 0,8 км с стенками высотой 80—100 м. Шлаки, лавы в стенке кальдеры. Лавовый поток	Плагиоклазовые базальты
Самостоятельный комплекс эруптивных аппаратов в центральной части Карымской кольцевой структуры	Юго-восточнее конуса Круглого, Q ₃	Лавовый конус 350×30 м, лавовый поток 0,2 км ²	Липарито-дацит
То же	Восточнее конуса Круглого	Лавовый конус 150×30 м; лавовый поток, 0,1 км ²	Дацинты
» »	Северо-восточнее конуса Круглого	Лавовый конус 300×25 м; лавовый поток, 0,3 км ²	То же
» »	В 2,5 км на юго-запад от горы Острой	Лавовый конус 200×45 м, лавовый поток, 0,6 км ²	Двупироксеновые андезиты
» »	В 3,1 км на юго-запад от горы Острой	Лавовый конус 200×45 м; лавовый поток, 0,6 км ²	То же
» »	В 2,8 км севернее горы Острой	Лавовый конус, 400×90 м; лавовый поток 3,2 км ²	То же
» »	В 1,4 км южнее горы Острой	Лавовый конус, 300×40 м; лавовый поток, 1 км ²	Андезиты

Плагиоклазовые базальты представляют собой разнообразные породы от плотных или плитчатых темно-серых до пористых краснобурых шлаков и черных пузыристых лав. В последних пористость достигает 60%. Структура породы порфировая и серийно-порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (68—80% An), оливином,

моноклинным (авгит Wo 45, En 42, Fs 13%) и ромбическим пироксеном (гиперстен 34—31 Fs). Количественно-минеральный состав следующий: плагиоклаз — 18,6, оливин — 0,4, моноклинный пироксен — 0,3, ромбический пироксен — 0,1, основная масса — 80,6%.

Основная масса состоит из полупрозрачного стекла с микролитами плагиоклаза и пироксена. Структура ее микролитовая, в плотных и плитчатых темно-серых разностях — пилотакситовая.

Двупироксеновые андезиты-базальты играют основную роль в строении моноклиновых вулканов. Это темно-серые, иногда почти черные или светло-серые плотные порфировидные породы. Пористых разностей почти нет, а там, где они встречаются, пористость обычно не превышает 30%. Вкрапленники представлены плагиоклазом (55—68 и 70% An), моноклинным (авгит Wo 42—35, En 46—43, Fs 19—15%) и ромбическим пироксеном (гиперстен 34—28 Fs), рудным минералом. Количественно-минералогический подсчет дает следующие соотношения между минералами: плагиоклаз — от 10,3 до 11,9, моноклинный пироксен до 6; ромбический пироксен от 1 до 2, рудный минерал — от 0,3 до 1 основная масса — от 79,1 до 82,4%.

Основная масса представляет собой темно-бурое полупрозрачное стекло (60—70%) с микролитами плагиоклаза (50—58% An), моноклинного и ромбического пироксена и магнетитовой сыпью. В горах иногда наблюдаются включения кристобалита. Структура основной массы гиалопилитовая, микролитовая, реже — пилотакситовая. Среди двупироксеновых андезитов-базальтов иногда встречаются оливинсодержащие разности. Количество оливина в них достигает 3,5%. Таковы, например, породы лавового конуса на северо-восточных склонах вулкана Двор, которые имеют следующий состав: плагиоклаз — 14,1%, оливин — 3,5, моноклинный пироксен — 1,1, рудный минерал — 0,3, гиперстен — в единичных зернах, основная масса — 81,0%. Оливин представлен оплавленными и трещиноватыми кристаллами размером до 1 мм. В проходящем свете цвет его чуть желтоватый. По оптическим свойствам он относится к гиалосидериту с 34% Fa.

Двупироксеновые андезиты широко развиты в районе. В большинстве случаев они представляют собой лавовые потоки моноклиновых вулканов. Макроскопически это темно-серая и светло-серая порода, массивного облика, с вкрапленниками плагиоклаза и пироксенов. Количественное соотношение минералов в породе следующее: плагиоклаз — от 13,2 до 20,2 (две генерации: более ранняя представлена крупными — до 2,5 мм — таблитчатыми кристаллами с 55—70% An, более поздняя — кристаллами размером 0,3—0,4 мм с 48—57% An), авгит (Wo 38, En 44, Fs 18%) — от 1,3 до 3,7; гиперстен (30—35% Fs) — от 0,8 до 2,5; рудный минерал — от 0,7 до 1,0; основная масса от 84,0 до 72,6%. В единичных зернах встречается оливин.

Основная масса в большинстве случаев существенно стекловатая, с небольшим количеством микролитов плагиоклаза размером до 100 мк и мельчайшими иголочками пироксенов в виде волокнистых агрегатов. Стекло варьирует от прозрачного до полупрозрачного, почти темного. Структура основной массы гиалопилитовая, микролитовая, реже — пилотакситовая.

Дациты и липарито-дациты слагают три лавовых конуса восточнее кальдеры Карымского вулкана. Макроскопически это — преимущественно стекловатые породы светло-серого цвета, массивного облика, с вкрапленниками плагиоклаза и пироксенов. Микроскопически дациты и липарито-дациты близки двупироксеновым андезитам и отличаются от них существенно стекловатой структурой основной массы и меньшим количеством вкрапленников плагиоклаза (48—49% An) и пироксенов.

Комплекс рыхлых голоценовых и верхнечетвертичных вулканогенных образований занимает площадь 140 км². В его пределах мы выделяем ледниковую фацию ($Q_3^3 - Q_4^1$), фацию озерных и делювиально-пролювиальных отложений (Q_4^1) и туфовую фацию верхнечетвертичного возраста (Q_3).

Ледниковая фация прослеживается в западной части района по обоим бортам ручья Крестьянского в виде моренных отложений мощностью до 60 м, представленных красновато-бурым грубопесчанистым с супесью материалом с большим количеством валунов размером от 0,2 до 1 м, остроугольной щебенки и дресвы. Валуньи морены в основном состоят из андезито-базальтов и андезитов, в различной степени ожелезненных и хлоритизированных.

Фация озерных и делювиально-пролювиальных отложений развита в северо-восточной и восточной части района, в верховьях долины р. Правая Жупанова и в среднем течении р. Карымской, где ряд обнажений сложен переслаивающимися горизонтами пеплов и обломков пемз нижнеголоценового возраста (Q_4^1). Мощность толщи составляет от 5 до 100 м. Возраст определяется как нижнеголоценовый (Q_4^1), так как в ряде обнажений длиноволокнистые пемзы (Q_4^3), генетически связанные с образованием кальдеры Карымского вулкана, перекрывают горизонты пеплов и пемз.

Большинство отложений фации, по-видимому, образовалось в результате сравнительно короткой, но весьма бурной речной деятельности. Анализ пеплового, пемзового и особенно лавового материала обломков позволяет считать, что основным источником сноса являлась вулканическая постройка древнего Карымского вулкана и продукты вулканической деятельности вулканов древнего Карымского, Академии Наук и Двор, а также массы пемзы, обломков лав и изверженных пород фундамента, выброшенные при образовании кальдеры вулкана Однобокого.

Накопление материала довольно значительной мощности в виде отложений водных потоков в локальной области (долина р. Карымской) свидетельствует о том, что в конце верхнего плейстоцена и до середины голоцена к северо-востоку от современного конуса вулкана Карымского существовала широкая грабенообразная долина тектонического происхождения, слабо наклоненная на северо-восток; о ширине долины можно судить по современным террасам р. Карымской.

Следует отметить, что изучение рыхлых отложений района, представляющих собой в основном пирокластические продукты, показывает, что в начале голоценового времени вулканическая деятельность носила в основном эксплозивный характер.

Туфовая фация верхнечетвертичного возраста (Q_3) видимой мощностью до 40 м ложится на ниже-среднечетвертичные туфы с несогласием. Фация представлена существенно пемзовыми средне- и мелкообломочными отложениями светло-серого цвета. Количество обломков лав в них невелико. Отличительная особенность пород — плитчато-скорлуповатая отдельность. Залегание горизонтальное. Толща образована из продуктов деятельности Однобокого, Белянкина, Двор и других вулканов. По химическому составу и внешним признакам породы фации делятся на два горизонта: горизонт пемзовых агломератовых и гравийных туфов андезитового состава и пемзовых агломератовых и псаммитовых туфов андезитового и андезито-дацитового состава (сиреневый горизонт).

Пемзовые агломератовые и гравийные туфы андезитового состава отличаются существенно пемзовым составом обломков. Количество обломков лав незначительное. По составу пемза и лавы отвечают андезиту. Показатель преломления стекла в пемзах $1,504 \pm 0,002$. Форма пемзовых и лавовых обломков, а также степень литификации — различны.

Характерно, что в обломках пемзы встречены кристаллы обыкновенной роговой обманки ($c Ng=19-21^\circ$) размером $0,7-0,9$ мм.

Пемзовые агломератовые и псаммитовые туфы андезитового и андезито-дацитового состава отличаются от лежащих ниже пемзовых туфов характерным розовато-сиреневым цветом, меньшей степенью литификации, андезито-дацитовым и липаритовым составом обломков лав. В туфах много обломков изверженных пород гранитного и гранодиоритового состава, а также обломков плотных зеленовато-серых туффилов. Обломки пемзы светло-серого, почти белого цвета представляют собой волосоподобное стекло ($p. п. = 1,500 \pm 0,002$) с редкими вкрапленниками плагиоклаза, обыкновенной роговой обманки, моноклинного пироксена и рудного минерала.

В 750 м от юго-западного борта кальдеры вулкана Карымского располагается экструзия гиперстеновых андезито-базальтов горы Скалистой. В рельефе она образует куполовидное поднятие площадью 250×200 м, с обрывистым (тектонического происхождения) юго-западным склоном.

Экструзию слагают массивные темно-серые андезито-базальты с вкрапленниками плагиоклаза (лабрадор-битовнит $58-65\%$ An) — $60-65$ и пироксена (гиперстен $30-29\%$ Fs) — $30-35\%$, наиболее распространенным типом структуры является долеритовая.

Суммируя все данные о вулканах Карымской группы, отметим следующее.

1. Вулканы Карымской группы представляют собой аккумулятивные образования центрального типа, простого (Белянкина, Соболиный, Разлатый, Двор) или сложного, многофазного строения (Академии Наук, Однобокий, Сухой, Малый Семячик).

2. Для вулканов Двор, Соболиный, Разлатый, Малый Семячик характерен преимущественно стромболианский тип извержения. В деятельности вулканов Белянкина, Однобокий, Академии Наук, Сухой преобладал вулканский тип. В заключительную стадию развития вулканам дугообразного типа были свойственны мощные плинианские извержения и направленные взрывы.

3. Моногенные вулканические образования в центральной части района относятся к ареальному типу. Располагаясь в непосредственной близости один от другого (средняя плотность составляет один конус на 3 км²), они характеризуются чрезвычайно резкими колебаниями в составе продуктов извержения.

4. Находки ксенолитов гранитоидного состава в рыхлых пемзовых отложениях района позволяют предполагать, что под вулканами Карымской группы находятся кислые интрузии, сформировавшиеся на уровне магматических камер.

Глава третья

ВУЛКАН КАРЫМСКИЙ, ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ

Кальдера Карымского вулкана (древний Карымский вулкан)

Стенки кальдеры, опоясывающие современный конус Карымского вулкана, являются остатками мощного древнего вулканического сооружения, абсолютная высота которого достигала $1800-2200$ м. Древний вулкан представлял собой довольно сложную вулканическую постройку, занимавшую площадь примерно 25 м². В настоящее время сохранились

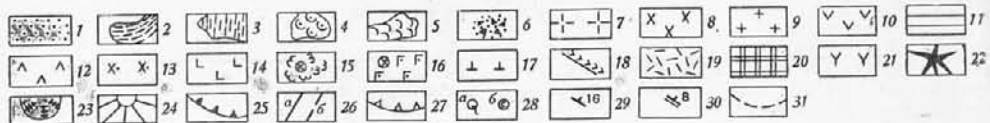
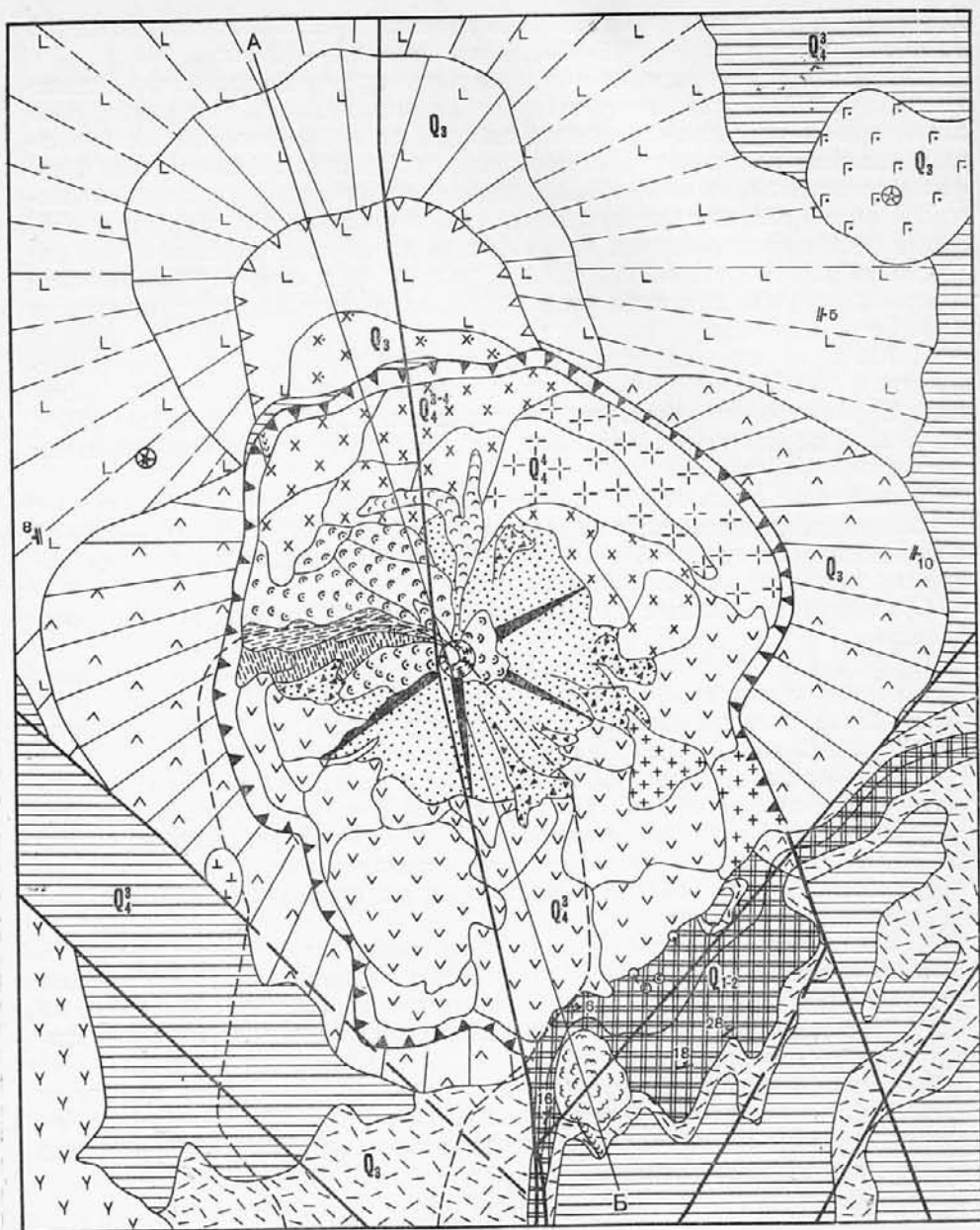


Рис. 6. Схема геологического строения вулкана Карыакского

- 1 — современные рыхлые отложения склонов конуса;
- 2 — двупироксеновые андезиты-дациты, излившиеся в 1965 г.;
- 3 — двупироксеновые андезиты-дациты 1964 г.;
- 4 — двупироксеновые андезиты-дациты 1963 г.;
- 5 — двупироксеновые андезиты и андезиты-дациты 1962 г.;

- 6 — агломератные потоки 1962—1963 гг.
- 7 — лавовый поток дацитового состава 1908 г.;
- 8 — двупироксеновые андезиты северного лавового комплекса (Q_4^{1-1});
- 9 — двупироксеновые дациты южного лавового комплекса (Q_4^2);
- 10 — двупироксеновые андезиты-дациты южного лавового комплекса (Q_4^3);

западная, северная и восточная стенки кальдеры, высота стенок ее составляет от 10—15 на юге до 250 м на севере. Западные и восточные борта кальдеры менее крутые (крутизна склонов колеблется от 30 до 45°), северные — почти вертикальные. Площадь кальдеры 12 км², диаметр около 5 км. В западной и восточной части лавовые прослои падают соответственно к западу и востоку, а в северной — к северу, что служит одним из доказательств принадлежности этих лав древнему Карымскому вулкану, а не вулкану Двор, как это считал В. И. Влодавец (1947).

Западные и восточные склоны кальдеры сплошь покрыты пирокластической последних извержений; постепенно понижаясь, они полого переходят в основание. Границы северных склонов кальдеры не установлены, так как контакт лавовых потоков с внутренней частью дугообразной постройки вулкана Двор скрыт осыпями.

Древний Карымский вулкан был типичным стратовулканом, сформировавшимся в начале верхнечетвертичного времени (Q_3). В начале голоцена в результате серии катастрофических взрывов и последующего обрушения образовалась кальдера, которая сохранилась до настоящего времени. По прекрасным обнажениям кальдеры представляется возможным расшифровать строение и геологическую историю вулкана. Строение древнего Карымского вулкана и молодого конуса представлено на предлагаемой схеме геологического строения (рис. 6) и на разрезе к ней (рис. 7). В строении нижней части вулкана принимают участие исключительно лавы, преимущественно андезиты, характеризующиеся довольно постоянным минеральным составом. Это в основном двупироксеновые породы, причем количественные соотношения ромбического и моноклинного пироксена находятся в прямой зависимости от химического состава лавы. В наиболее основных разновидностях лав — андезито-базальтах — количество ромбического и моноклинного пироксена примерно одинаковое (или несколько преобладает последний); с увеличением кислотности лав, т. е. в андезитах и дацитах, количество гиперстена заметно увеличивается.

Характерной особенностью лав древнего Карымского вулкана является почти полное отсутствие оливина, что позволяет отличать лавы Карымского от лавовых потоков вулкана Двор; в последних вкрапленники оливина постоянно присутствуют во всех разновидностях пород. При детальном изучении лав древнего Карымского вулкана выяснилась некоторая пространственная изменчивость определенных химических типов пород: в северной части кальдеры преобладают андезито-базальтовые лавы, в западной — андезитовые, а в восточной — андезитовые с появлением в верхней части разреза дацитовых разновидностей. Во всех трех участках каль-

- | | |
|--|---|
| 11 — пемзы дацитового состава, связанные с образованием кальдеры (Q_4^3); | 20 — нижне-среднечетвертичные туфы (Q_{1-2}); |
| 12 — двупироксеновые андезиты древнего Карымского вулкана (Q_3); | 21 — базальты и андезито-базальты вулкана Разлатого; |
| 13 — двупироксеновые андезито-базальты древнего Карымского вулкана; | 22 — современный конус вулкана Карымского; |
| 14 — андезито-базальты и базальты вулкана Двор; | 23 — кратер вулкана Карымского; |
| 15 — лавовый купол Лагерный и его лавы андезито-дацитового состава; | 24 — насыпной конус; |
| 16 — простые моногенные вулканические образования андезито-базальтового состава; | 25 — кальдеры Карымского вулкана; |
| 17 — экструзии гиперстеновых андезито-базальтов; | 26 — линии тектонических нарушений: |
| 18 — дайки преимущественно андезито-базальтового состава; | а — установленные, |
| 19 — верхнечетвертичные (Q_3) туфы андезитового состава; | б — предполагаемые; |
| | 27 — дугообразная постройка вулкана Двор; |
| | 28 — термальные источники (а) и сольфатары (б); |
| | 29 — элементы залегания; |
| | 30 — угол наклона лавовых потоков; |
| | 31 — граница распространения рыхлого пирокластического взрыва 11 мая 1963 г.; |
| | АВ — линия разреза |

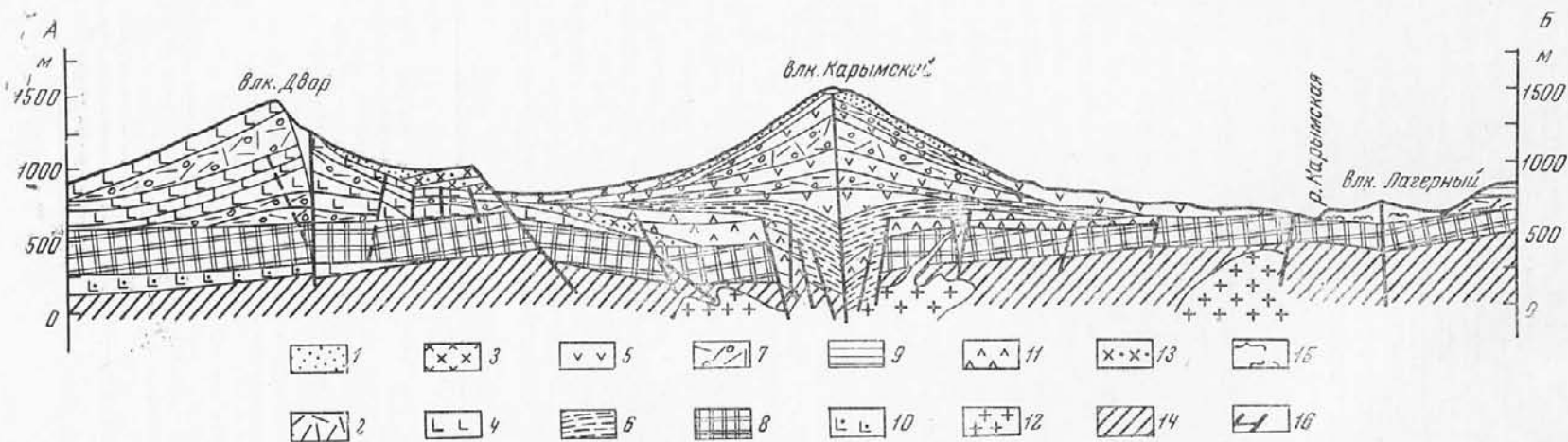


Рис. 7. Схематический геологический разрез Карымского вулкана

1 — современные рыхлые образования склонов конуса; 2 — верхнечетвертичные туфы (Q_3); 3 — двупироксеновые андезиты северного лавового комплекса (Q_4^{3-4}); 4 — андезито-базальты и базальты вулкана Двор; 5 — двупироксеновые андезиты и андезито-дациты современного конуса; 6 — рыхлые образования взрывного происхождения; 7 — пирокластические образования вулканических построек; 8 — фундамент древнего Карымского вулкана, ниже-среднечетвертичные туфы (Q_1-2); 9 — пемзы лавинного состава, генетически связанные с образованием кальдеры; 10 — базальтовые лавы четвертичного плато; 11 — двупироксеновые андезиты древнего Карымского вулкана; 12 — близповерхностные интрузии гранитоидного состава и их дайки (Q_4); 13 — двупироксеновые андезито-базальты древнего Карымского вулкана; 14 — плиоценовые отложения (N_1); 15 — купол Лагерный и его лавы андезито-дацитового состава; 16 — разрывные нарушения сбросово-взбросового типа

деры в нижних горизонтах присутствуют лавы андезито-базальтового состава. Исходя из этого, можно предполагать, что наиболее ранними были лавы дупироксеновых андезито-базальтов, равномерно распределившиеся по склонам конуса. Затем последовали излияния лав преимущественно в северном направлении. Лавы андезитового состава сформировали в основном западные и южные склоны вулкана. Последние порции лав дацитового состава излились на восточные склоны. Большая мощность (почти 200 м) андезито-базальтовых лав в северном борту кальдеры свидетельствует, по-видимому, о том, что жерло древнего Карымского вулкана было открыто на север, так что большинство лавовых потоков постоянно двигалось в северном направлении. Об этом же свидетельствует и тот факт, что отложения пепла довольно значительной мощности (10—15 м) распространены на северо-западных и восточных склонах вулкана¹.

В соответствии с установленной возрастной последовательностью в излиянии лавовых потоков рассмотрим строение северной, западной и восточной части кальдеры.

Северная часть кальдеры представляет собой крутой обрывистый борт высотой 200—250 м; здесь выделяются семь основных горизонтов андезито-базальтовых лав. В стенках кальдеры отчетливо видно, что они залегают горизонтально, со слабым падением (5—10°) на север. Макроскопически лавы представляют собой темно- и светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком породы, плотные, массивного облика, с плитчатой или тонкоплитчатой отдельностью и мелкими вкрапленниками плагиоклаза и цветных минералов. В верхней части кальдеры обнажается горизонт лав с шаровой отдельностью. Размеры шаров и подушек составляют 1—1,5 м. Порода, слагающая шары и подушки, пористая (до 50%), размер пор колеблется от 1 до 4 мм. Под микроскопом обнаруживается чрезвычайное сходство лав: все они обладают серийно-порфировой структурой, существенно монофировые, т. е. размеры вкрапленников колеблются в пределах 0,2—0,1 мм с большим объемом основной массы; минеральный состав их в общем постояен и представлен фенокристаллами плагиоклаза (58—77% An) — от 8 до 22%, часто зонального ромбического пироксена (гиперстен 24—23% Fs) — до 5, моноклинового пироксена (авгит Wo 42, Ep 43, Fs 15%) — до 4% и магнетита.

Основная масса состоит из плагиоклаза, зерен пироксена, магнетита, кристобалита (п. п. = 1,486 ± 0,002) и буроватого стекла (п. п. < 1,520). Плагиоклаз микролитов по составу отвечает лабрадору-андезину (41—60% An). Преобладающая структура основной массы пилотакситовая.

Западная часть кальдеры. В верхней части кальдеры отчетливо видны три лавовых горизонта андезитов. По внешнему виду это плотные темно- или светло-серые породы с относительно редкими вкрапленниками плагиоклаза (49—65% An) и пироксенов (авгит Wo 42, Ep 34, Fs 15; гиперстен 29 Fs%). В верхней части второго горизонта есть прослой пористых лав; размер пор 2—3 мм.

Основная масса, структура которой, как правило, пилотакситовая и реже микролитовая, состоит из микролитов плагиоклаза с 38—45% An в нижних и с 32—37% An в верхних горизонтах, микролитов моноклинового пироксена, зерен магнетита и небольшого количества стекла. В пористых разностях структура основной массы гналопилитовая. Как в тех, так и в других выступают ясные структуры течения.

¹ В этой связи следует отметить, что кратер современного конуса Карымского вулкана также открыт к северу; большинство лавовых потоков, включая и потоки голоценового возраста (Q_4^3), двигалось в основном по северным склонам, и сейчас здесь постоянно накапливается значительно большее количество пирокластики, чем на южных склонах.

Таблица 6

Количественные соотношения минералов в лаве, %

Минерал	Горизонт		
	нижний	средний	верхний
Плагиоклаз	9,6	8,1	18
Гиперстен	2,7	3,2	3,5
Авгит	3,1	0,4	2,7
Магнетит	1,1	0,6	1,0
Основная масса	83,5	87,7	74,8

В северо-западной части кальдеры на горизонт розовато-красных конгломератов вулкана Двор, в кровле которых залегает прослой (мощность 1 м) шлаковидных красных лав, несогласно налегает лавовый комплекс древнего Карымского вулкана. По составу все лавы отвечают андезитам с закономерным увеличением кислотности вверх по разрезу от 55,88 до 60,98% SiO_2 ; они различаются лишь количеством, размерами и небольшими вариациями состава вкрапленников, деталями структуры и состава основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом таблитчатой формы, часто зональным (35—41 во внешней зоне и 48—85% An в ядре); гиперстеном (29—27% Fs) и авгитом (Wo 45, En 42, Fs 13%).

Таблица 7

Количественно-минеральный состав лав андезитов, %

Вкрапленники	Обр. 320	Обр. 324
Плагиоклаз	22,0	11,2
Гиперстен	4,6	5,2
Авгит	2,3	1,0
Рудный	0,3	1,1
Основная масса	70,8	81,5

Основная масса в нижней части разреза характеризуется микролитовыми структурами, которые вверх по разрезу сменяются гиалопилитовыми и гиалиновыми. Во всех случаях структура может быть названа флюктуационной благодаря субпараллельному расположению микролитов плагиоклаза. Основная масса состоит из буровато-желтого стекла, в верхней части разреза приобретающего серые оттенки из-за возрастающего количества рассеянного магнетита, микролитов плагиоклаза и моноклинного пироксена. Плагиоклаз микролитов по составу отвечает андезину (35—45% An). Пироксен микролитов образует короткие призмы размером 50—70 $\mu\text{м}$ и, по-видимому, относится к моноклинной разновидности.

Восточная часть кальдеры менее обнажена; поэтому рассмотрим ее геологические разрезы.

Разрез центральной части восточного борта начинается с агломератовых туфов, обнажения которых встречены в атрио кальдеры. Агломератовый туф по преимущественному размеру обломков (30—200 мм) относится к глыбовому. Обломки лав принадлежат главным образом андезито-базальту и представляют собой породу темно-серого, почти черного цвета с вкрапленниками плагиоклаза (77—85% An) размером до 3—4 мм и моноклинного пироксена (Wo 39, En 44, Fs 17%). Видимая

мощность агломератового туфа, судя по двум обнажениям, 3—4 м. В средней части атрио кальдеры пласт агломератового туфа запрокинут под углом 65° на юго-восток, что свидетельствует о значительной силе взрывов при образовании кальдеры.

В средней части восточного борта кальдеры в виде скальных выходов обнажаются лавы светло-серого цвета. Порода плотная, без заметных порфировых выделений. Мощность лавового горизонта примерно 20—25 м; в нижней части порода обладает плитчатой отдельностью, выше — становится массивной. Под микроскопом видно, что структура породы порфировая, с микролитовой основной массой. Содержание минералов в лаве следующее: плагиоклаз (42—47% An) — 5,7; ромбический пироксен (гиперстен 30 Fs) — 1; моноклинный пироксен — 0,1; рудный минерал — 0,2; основная масса — 93%.

В юго-восточном борту кальдеры видны светло-серые андезито-базальтовые лавы с мелкоплитчатой отдельностью в верхней части. Общая мощность лавы 28 м. По внешнему виду это порфировая порода с большим количеством вкрапленников плагиоклаза (53—58% An) — до 26, ромбического (гиперстен 28% Fs) — 5—7 и моноклинного пироксена — 2—6%.

Основная масса характеризуется долеритовой структурой.

В северо-восточном борту кальдеры, в ее нижней части, непосредственно к югу от обнажения пирокластического комплекса, относящегося к основанию постройки вулкана Двор, наблюдается скальный выход светло-серых андезитов Карымского вулкана. Минеральный состав их следующий: плагиоклаз (41—49% An) — 12,3, ромбический пироксен (гиперстен — 27—24% Fs) — 2, моноклинный пироксен, авгит (Wo 39—43; En 44—43; Fs 17—14) — 1,1, рудный минерал — 0,6, основная масса — 84%.

Характерно, что рудный минерал обычно ассоциирует с авгитом, образуя в последнем графические выделения, что может свидетельствовать об одновременной (эвтектической) кристаллизации двух названных минералов. Структура основной массы пилотакситовая. Плагиоклаз в микролитах и микрофенокристаллах по составу отвечает кислому андезину (35—41% An). Присутствует ромбический пироксен.

Рыхлые отложения, генетически связанные с образованием кальдеры Карымского вулкана (фашия пемзовых покровов). Развита на территории, прилегающей к кальдере Карымского вулкана, и занимают площадь 60 км². Привлекают внимание многочисленные обнажения пемз; мощность их непостоянна и колеблется от 65 (в 3 км от западного борта кальдеры) до 1,0—1,5 м (в 10 км от северо-восточного борта). Суммарный объем выброшенных пемз составляет около 6 км³. Изучение ряда обнажений коренных и перетолженных пемз позволяет подчеркнуть некоторые общие черты этих образований (табл. 8).

Главной особенностью всех пемз является их длиноволокнистое строение. Цвет их различный: от розовато-красного в северо-западном борту кальдеры до серо-белого в южной части района — и зависит от степени окисления железа. Важным, коррелирующим признаком для пемз является их показатель преломления, который колеблется от 1,501 до 1,504. Неполный химический анализ показал содержание SiO₂ 63,01—68,66% (см. табл. 8). Таким образом, пемзы в среднем отвечают дацитам (63—66% SiO₂); а крайние дифференциаты — липарито-дацитам (68,6% SiO₂).

Из данных таблицы следует, что мощность пемзовых отложений закономерно уменьшается при удалении от кальдеры, это позволяет связывать их появление с образованием кальдеры. В пемзовых отложениях постоянно и в большом количестве присутствуют обломки лав андезитов, относящиеся к древней постройке Карымского вулкана, а также обломки (0,1—0,2 м) гранитов, гранодиоритов и диоритов.

Этап эксплозивной деятельности, в ходе которого образовались пемзовые отложения, по всей вероятности, состоял из серии взрывов, следующих один за другим с некоторыми интервалами при направленной эволюции химического состава пемз (68—63% SiO₂). Судя по ареалу разброса пемз, взрывы были достаточно сильными и в какой-то степени

Таблица 8

Характеристика пемзовых отложений Карымского вулкана; связанных с образованием кальдеры

Точка наблюдения	Характеристика	Мощность, м	П. п. $n \pm 0,002$	Содержание SiO ₂ (%)
732, северо-западный борт кальдеры	Коренные пемзы, желто-розовые, длиноволокнистые, с вкраплениями плагиоклаза, чередуются с горизонтами и лизами темно-серого пепла; много обломков лав и интрузивных пород	3,5—4,0	1,501	66,46
731, северо-западный борт кальдеры	То же	3,5—4,0	1,501	63,01
735, северный борт кальдеры	» »	7,0	1,500	—
740, то же	» »	4,5	1,504	67,46
785, то же	» »	2,4	1,503	66,21
792, вершина вулкана Двор	» »	1,0	1,501	66,90
815, юго-восточный борт кальдеры	» »	5,0	1,504	68,66
635, в 3 км от западного борта кальдеры	Коренные и частично перетолженные, ярко-желто-серые длиноволокнистые пемзы с обломками лав андезитового состава	65,0	1,503	65,72
848, в 3,1 км от северо-восточного борта кальдеры	То же	11,0	1,504	66,20
634, в 3,5 км от западного борта кальдеры	Пемзы частично-перетолженные, ярко-желто-серые, длиноволокнистые	70,0	1,503	65,72
794, в 3,6 км от юго-восточного борта кальдеры	Коренные ярко-темно-серые длиноволокнистые пемзы с обломками лав андезитового состава	1,5	1,503	—
848, в 3,6 км от северо-восточного борта кальдеры	То же	30,0	1,504	—
812, в 4,0 км от восточного борта кальдеры	» »	2,2	1,504	—
800, в 4,5 км от восточного борта кальдеры	» »	1,5	1,503	—
814, в 5 км от восточного борта кальдеры	» »	2,0	1,504	—
841, в 5,7 км от северо-восточного борта кальдеры	» »	3,2	1,504	—
831, в 7,2 км от восточного борта кальдеры	Коренные длиноволокнистые желто-серые пемзы	5,0	1,504	—
859, в 10 км от восточного борта кальдеры	То же	1,5	1,504	65,26

направленными, так как максимальные мощности отложений коренных пемз фиксируются к западу и востоку от кальдеры, при этом наибольшие расстояния, на которых встречаются обломки лав древней постройки и гранитоидных ксенолитов (размером до 0,1 м), составляют 3,5—4 км от центра взрыва.

На северном борту кальдеры Карымского вулкана в массе рыхлых пемз на глубине 2 м автором были найдены остатки обуглившейся древесины. По абсолютной датировке (C₁₄) возраст образца определен в 7450±200 лет (ГИН 320), т. е. образование пемз произошло в начале среднеголоценового времени — Q₄³ (по абсолютной хронологии голоцена, 2500—7700 лет, Нейштадт, 1965).

ГЕНЕЗИС КАЛЬДЕРЫ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНА

Относительно происхождения кальдеры существуют три точки зрения. По В. И. Влодавцу (1944), кальдеры Карымского вулкана — провальное образование, обусловленное оттоком магмы из неглубоко залегающего магматического очага, располагающегося под вулканом Двор. Стенки кальдеры сложены лавами вулкана Двор и не являются продуктами самостоятельного вулканического центра. Таким образом, В. И. Влодавец отрицает существование древнего Карымского вулкана. По А. Е. Святловскому (1959), кальдера Двор представляет собой часть кальдеры Карымского вулкана. Г. С. Горшков (1962) считает, что кальдера Карымского вулкана — самостоятельное сооружение. Стенки ее сложены лавами древнего вулканического центра. Образование кальдеры, по Г. С. Горшкову, произошло в результате обрушения стенок канала, расширенного предшествующими эксплозиями (Echer, 1928). По нашим представлениям, точка зрения Г. С. Горшкова является правильной. Это воззрение подтверждается следующими фактическими данными.

1. Падение лавовых горизонтов в западном и восточном бортах кальдеры явно указывает на существование древнего центра извержения, располагающегося в центральной части кальдеры Карымского вулкана.

2. Горизонты лав, обнажающиеся в северном борту кальдеры, относятся к эффузивным образованиям древнего вулканического центра, располагающегося на месте современного конуса Карымского вулкана, и не являются лавами вулкана Двор, как предполагал В. И. Влодавец. Об этом свидетельствуют элементы залегания лавовых горизонтов, постоянно падающие к северу ($3-6^\circ$), а не к югу.

3. Отдельные горизонты лав, обнажающиеся в северном борту кальдеры, переходят в постройку кальдеры Карымского вулкана.

4. Отложения пемзы, генетически связанной с образованием кальдеры Карымского вулкана, покрывают северо-западные, северные и южные борта кальдеры, образуя горизонт мощностью до 10—12 м. Залегание пемзовых отложений совершенно определенно свидетельствует о серии катастрофических эксплозий, предшествующих образованию кальдеры, и о положении эксплозивного центра на месте современного конуса Карымского вулкана. Остроугольные внутренние очертания стенок кальдеры показывают, что катастрофические эксплозии сопровождались обрушением стенок канала по системе кольцевых и радиальных трещин. Время образования кальдеры 7450 ± 200 лет.

СОВРЕМЕННЫЙ КОНУС КАРЫМСКОГО ВУЛКАНА

Карымский вулкан представляет собой почти правильный конус высотой 1536 абс. м, расположенный в центральной части кальдеры. Южные, юго-западные и юго-восточные склоны конуса почти ровные, крутизной $26-28^\circ$, остальные — более крутые ($28-30^\circ$). Относительная высота конуса 636 м, диаметр основания 1100 м, объем $0,8 \text{ км}^3$. До 1963 г. высота вулкана равнялась 1486 м; это был правильной формы конус с чашеобразным кратером диаметром 200 м на вершине. Южная часть кратера была выше северной. Жерло эллипсоидальной формы располагалось в центральной части кратера (Влодавец, 1947).

После извержения 1962—1965 гг. морфология кратера резко изменилась; диаметр его стал 255 м, жерло сместилось к северо-западной части кратера. Вершина оставалась несколько притупленной с высоким южным и низким северным краями. В кратере вырос насыпной конус; к сентябрю 1964 г. диаметр его был 80, а высота 50—60 м. В центре насыпного конуса располагалось округлой формы жерло диаметром 26—30 м.



Рис. 8. Современный конус вулкана Карымского и вулкан Двор. Вид с востока. На переднем плане моногенные вулканические постройки.

Фото И. Т. Кирсанова

Южные, внутренние стенки кратера, крутые и обрывистые, представляют собой обнажения андезито-дацитов. В северо-западной части располагается возникшая в 1963 г. и постоянно с тех пор изменяющаяся шарра. Несколько западнее шарры и ниже по склону находится эруптивно-абразионная долина, по которой постоянно скатываются свежие обломки лавы и вулканические бомбы.

На северо-восточном и западном склоне наблюдаются трещины длиной 150—200 м, по которым постоянно происходит газовыделение. На западном, северо-западном и северном склоне видна серия молодых лавовых потоков андезито-дацитового состава извержения 1962—1965 гг. В нижней части восточного склона и в кальдере располагается лавовый поток извержения 1934—1935 гг. (по В. И. Влодовцу). В настоящее время в результате сильных эксплозий насыпной конус несколько уменьшился; высота его стала 1536 м.

Вулкан по своему строению является типичным стратовулканом (рис. 8) и состоит из переслаивающихся потоков лав двупироксеновых кислых андезитов и андезито-дацитов и горизонтов рыхлой пирокластики, по составу отвечающей дациту. Строение вулкана наиболее полно выявляется в вертикальной стенке молодой шарры, в северо-западной прикратерной части. Дополнительным материалом для представления о составе пород, слагающих конус, служат многочисленные вулканические бомбы. Своей классически правильной формой вулкан обязан громадному объему рыхлого пирокластического материала на склонах конуса, представляющего собой пепел, лапилли, бомбы. Количество этого материала, несмотря на интенсивную эрозию, постоянно пополняется благодаря активной эксплозивной деятельности вулкана. Дно кальдеры древнего Карымского вулкана заполнено лавами молодого конуса (2 км³), из которых более древними являются лавы южной части. Современный конус образовался в начале среднеголоценового времени (7450 ± 200 лет — Q₄³), южный лавовый комплекс — в среднеголоценовое (Q₄³), а северный — в средне-позднеголоценовое время (Q₄³⁻⁴).

Лавы северного и южного комплекса относятся к потокам глыбового типа, гавайскому и санторинскому. Макроскопически все они одинаковы:

это темно-серые, местами почти черные порфиновые породы с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Сходство их подтверждается и в микроскопическом строении пород. Почти все лавовые потоки относятся к двупироксеновым кислым андезитами и андезито-дацитами (отдельные различия по содержанию SiO_2 до 64% можно отнести к дацитами) и отличаются один от других только количественным соотношением минералов, незначительными вариациями состава вкрапленников, деталями структуры и состава основной массы.

Вкрапленники представлены плагиоклазом (от 46—48 до 57% An) — 15—20, моноклинным (авгит Wo 42, En 43, Fs 15%) и ромбическим пироксеном (гиперстен 29% Fs) — до 2,5%, встречается кристобалит.

Основная масса характеризуется очень тонкой структурой, полным отсутствием микрофенокристаллов плагиоклаза, незначительным развитием микролитов плагиоклаза и пироксена и преобладанием стекла с $n. n. = 1,518 \pm 0,002$. Микролиты по составу отвечают андезину с 30—37% An . Пироксен размером 10—30 μm может быть отнесен к авгиту. Структура основной массы гиалопилитовая, микролитовая.

Изложенный материал по Карымскому вулкану позволяет сделать следующие выводы.

1. История формирования Карымского вулкана представляет собой длительное и непрерывное развитие единого вулканического центра, заложение которого произошло в верхнечетвертичное время.

2. Петрографическое сходство и характер смены парагенетических типов лав от древней постройки к современному конусу свидетельствуют об общности их магматического источника.

3. Образование кальдеры в начале среднеголоценового времени знаменует конец первого этапа в развитии вулкана — этапа существенно основного вулканизма.

4. Современный конус Карымского вулкана — типичный стратовулкан центрального типа, появление и рост которого произошли в заключительную стадию развития вулканов с субкислым составом продуктов извержения. Возраст вулкана 7450 ± 200 лет.

5. Присутствие ксенолитов гранитоидного состава в пемзах, выброшенных при образовании кальдеры, позволяет предполагать наличие под Карымским вулканом гранитных масс, располагающихся в непосредственной близости от магматического очага.

ИЗВЕРЖЕНИЕ ҚАРЫМСКОГО ВУЛКАНА

в 1962—1965 гг.

Глава четвертая

ПРОШЛЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ҚАРЫМСКОГО ВУЛКАНА

Қарымский вулкан — наиболее активно действующий вулкан Камчатки. Многочисленные лавовые потоки почти 200-метровой мощности, окружающие современный конус, массы рыхлого пирокластического материала и характер современной деятельности свидетельствуют о постоянной и давно продолжающейся активности Қарымского вулкана. Вполне достоверные данные о датах извержения вулкана имеются лишь с начала 20-го столетия, т. е. с начала проведения серьезных изыскательских работ на Камчатке. Наиболее полные сведения о датах¹ извержений вулкана приводятся в работах П. Т. Новограбленова (1932), В. И. Влодавца, Б. И. Пийпа (1957), Г. С. Горшкова (1962). Попытаемся суммировать весь этот материал, по возможности сопроводив его своими дополнениями.

Как было сказано в главе I, впервые эруптивную деятельность Қарымского вулкана отметил К. И. Дитмар (1901) в 1854 г. Судя по его описанию, в 1854 г. вулкан находился в стадии довольно бурного эксплозивного извержения. П. Т. Новограбленов (1932) отмечает грозные извержения в 1908, в январе 1912, в 1915, в сентябре 1921, в феврале 1923, в июле 1925 г. Сведения о характере и силе извержений П. Т. Новограбленовым не приводятся. Следующие извержения отмечаются в сентябре 1929, в январе, феврале и июне 1932 г. (Новограбленов, 1929, 1932). В. И. Влодавец, Б. И. Пийп, Г. С. Горшков (1957) констатируют извержения в сентябре и октябре 1933 г. Согласно данным В. И. Влодавца (1939, 1947), полученным в период летних полевых работ 1938 г. от проводника Т. А. Дмитриева, Қарымский вулкан находился в пароксизмальной стадии извержения с 23 или 24 ноября 1934 по 20 января 1935 г. С этой стадией В. И. Влодавец (1947) связывает появление потока глыбовой лавы дацитового состава на северо-восточных склонах конуса. Общий объем лавового материала, по его данным, составил 300 млн. м³ при средней мощности потока 50 м и площади распространения 6 км². Указанная В. И. Влодавцем дата кажется нам сомнительной. Действительно, трудно представить, чтобы лавовый поток мощностью 50 м остыл за 3—4 года. В. И. Влодавец, посетив вулкан в 1938 г., находит лавовый поток совершенно остывшим. Фактический материал по наблюдениям за температурными изменениями лавовых потоков глыбового строения, излившихся на Қарымском вулкане в 1962—1965 гг., показывает, что для полного остывания потока мощностью до 10 м при общем объеме лавового материала 1—10 млн. м³ необходимо по крайней мере более 4—5 лет. Так, лавовый поток (мощность 6—12 м, объем 1,8 млн. м³) глыбового строения, андезито-дацитового состава, излившийся в октябре-ноябре 1962 г. на северо-восточные склоны конуса Қарымского вулкана, в

¹ В ряде работ (Влодавец и др., 1957; Сирин, Тимербаева, 1959) приводятся 1771, 1830, 1852, 1911, 1930 годы извержений; однако, как отмечает Г. С. Горшков (1962), даты эти ошибочны.

сентябре 1966 г. оставался еще горячим; в отдельных участках температура на глубине 3—4 м составляла 60—80°. Подобные примеры не единичны. Лавовый поток 1934—1935 гг. был нами внимательно исследован; внешний облик его и приведенные соображения позволили высказать следующее мнение: возраст потока дацитовой лавы глыбового строения, занимающего площадь 6 км² и располагающегося в восточной части кальдеры Карымского вулкана, порядка 50—100 лет, т. е. его появление следует датировать не 1934—1935 гг., а началом 20-го или концом 19-го века.

В 1938 г., в июне и октябре, Карымский вулкан находился в состоянии умеренной фумарольной деятельности (Меняйлов, Соловьев, 1939), изредка сменяющейся различными по силе эксплозиями, по-видимому, преимущественно газового характера. Осенью 1938 г. вулкан посетил В. И. Влодавец (1939), отметивший умеренную эруптивную деятельность вулкана. Тогда же им впервые было совершено восхождение на вершину конуса и исследован кратер вулкана. В. И. Влодавец (1947) характеризует кратер «как чашу диаметром около 200 м с высоко поднятым (до 50 м) юго-юго-восточным краем. Внутренний склон кратера опускается от края, сравнительно полого, на 1—2 м; затем на 10 м он почти отвесный, а ниже — принимает параболическое очертание, заканчиваясь дугообразной площадкой. В центре последней находится жерло удлиненной формы, вытянутое на юго-восток 150—160». В 1940—1943 гг. вулкан находился в стадии эруптивной деятельности (Влодавец, 1946). В период с 1943 по 1947 г. В. И. Влодавцем (1948) отмечается ряд коротких эксплозивных извержений.

До 1952 г. каких-либо сведений об усилении активности вулкана не поступало. Осенью 1952 г. (Набоко, 1954) она несколько усилилась, наблюдался ряд довольно сильных пепловых эксплозий. В течение 1954—1960 гг. вулкан находился в состоянии почти непрерывного слабого эксплозивного извержения, изредка сменяющегося сильными пепловыми эксплозиями (Горшков, 1957, 1958; Сирин и Тимербаева, 1959; Гущенко, 1960). В сентябре 1960 г. Карымский вулкан посетил Г. С. Горшков (1962), который отметил усиление деятельности вулкана. С 15 по 29 октября 1960 г. за Карымским вулканом ведет наблюдения И. Т. Кирсанов (1964). Этот период характеризуется почти непрерывными пепловыми эксплозиями вулканского типа.

В мае 1961 г. вулкан посетили Н. В. Огородов и А. М. Чирков (Кирсанов и др., 1964а). В этот период постоянные газовые эксплозии, следовавшие с интервалом от 1 до 5 мин, через 0,2—1,5 часа сменялись сильными взрывами. 15 мая А. М. Чирков и Н. В. Огородов поднялись на кратер Карымского вулкана. По их данным, кратер представлял собой овал с сечением 250×350 м, вытянутый в северо-восточном направлении. Стенки его были крутыми, в нижней части — отвесными. Высота юго-восточной стенки 120 м, северо-западной — 50 м, на дне кратера располагался лавовый купол. Длина купола 35—40 м, ширина 20—25 м. Сильная эксплозивная деятельность Карымского вулкана отмечалась также при облетах вулкана в июне, октябре и ноябре 1961 г. (Кирсанов и др., 1964).

Следующее посещение Карымского вулкана состоялось в декабре 1961 г. группой вулканологов в составе И. Т. Кирсанова, Н. В. Огородова, М. Ф. Федорова и др. Было зарегистрировано несколько очень сильных взрывов. Вулканические бомбы и обломки лавы, выброшенные взрывами, по составу отвечали кислым андезитам, а пепел — андезито-дацитам (SiO₂ 61,38%).

В июле 1962 г. вулкан находился в состоянии слабой, а в августе — умеренной эруптивной деятельности. Было замечено, что наиболее интенсивное парение происходит в северо-северо-восточной части кратера.

Начиная с сентября фумарольная деятельность вулкана усилилась. С середины сентября ночью над кратером наблюдалось розовато-красное

зареву, выступающее в форме купола на высоту 150—200 м, во время ночных газовых эксплозий зареву приобретало форму вертикальной колонны с ярко-красным основанием. 21—22 сентября было замечено, что в северо-северо-восточной части кратера появился темно-серый, почти черный купол. В этот период вулкан постоянно «гудел», с интервалом 50 мин — 1 час 15 мин следовали более сильные выбросы раскаленного газа и пепла.

22 сентября было совершено восхождение на кратер Карымского вулкана группой в составе Б. В. Иванова, А. М. Чиркова, В. И. Кононова, И. С. Фельдмана. Кратер представлял собой довольно пологую чашеобразную котловину, заполненную большими (2—3 м), хаотически разбросанными черными обломками блестящей стекловатой лавы. Лавовый купол располагался ближе к северной стенке кратера. Он был сложен темно-серой, почти черной породой с многочисленными трещинами. Почти из всех трещин выделялись газовые струи. На основании непосредственных наблюдений и анализа фотоснимков были установлены размеры купола: высота 30 м, диаметр 104 м.

В начале октября было замечено увеличение купола: высота 46 м, диаметр 140 м, т. е. прирост его в среднем составлял 0,8 м в сутки. Интенсивный рост купола, по-видимому, начался с середины августа и сопровождался пепловыми взрывами. С конца сентября и до середины октября взрывы участились. С середины октября наблюдалось спокойное парение.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ДЕЯТЕЛЬНОСТИ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНА ДО 17 ОКТЯБРЯ 1962 г.

Рассмотрение литературных данных о прошлых извержениях Карымского вулкана позволяет нам выделить две стадии его деятельности: эксплозивную и эффузивно-эксплозивную. Как первая, так и вторая состоят из нескольких эруптивных циклов (Пийп, 1956).

Эруптивные циклы Карымского вулкана длились в среднем от нескольких дней до 5 лет, а продолжительность всей эксплозивной стадии — 40—60 лет. Периоды покоя вулкана между эруптивными циклами длились от 1 до 6 лет и более. Они отличались спокойной или умеренной фумарольной деятельностью.

Эффузивно-эксплозивная стадия, в отличие от эксплозивной, всегда короче; эруптивные циклы достигали предельных напряжений; наступал пароксизмальный этап — этап излияния лавовых потоков, который, как мы увидим, сопровождается умеренной эксплозивной деятельностью, прерываемой кульминационными эксплозиями. Эффузивно-эксплозивные стадии Карымского вулкана, по-видимому, длились не более 3—7 лет.

Исходя из изложенного, мы считаем, что за 110 лет (с 1852 по 1962 г.) Карымский вулкан претерпел две эффузивно-эксплозивные стадии извержений: первая примерно 50—60 лет назад (возможно, 1908 г.), когда на восточные склоны вулкана излился поток лав дацитового состава объемом 300 млн. м³; вторая наступила 17 октября 1962 г.

Анализ литературных данных и периодические наблюдения за вулканом с 1952 г. позволяют условно выделить в эксплозивной стадии деятельности Карымского вулкана следующие эруптивные циклы: 1) 1909—1915; 2) 1921—1925; 3) 1929—1932; 4) 1934—1935; 5) 1943—1947; 6) 1952—1962 гг.; 7) рост внутрикратерной экструзии с августа 1962 г. по 17 октября 1962 г. Всего за 110 лет произошло 22 извержения Карымского вулкана; если сравнить их с числом извержений величайшего вулкана Азии — Ключевской сопки, у которой за 110 лет (считая также с 1852 г.) было 37 извержений (Пийп, 1956), и принять во внимание, что

с 1854 по 1908 г. никаких сведений об извержении вулкана Карымского не поступило, то следует отметить, что Карымский вулкан приходил в состояние извержения не реже, чем Ключевской, а, может быть, чаще. Наблюдения за деятельностью вулкана в последнее время и изучение продуктов его прошлых извержений позволяют считать, что основным типом эксплозивных извержений был и остается вулканский, сменявшийся в определенные периоды вулканско-стромболианским. Обращает на себя внимание также появление на вулкане Карымском внутрикратерного лавового купола. Андезито-дацитовый состав продуктов извержения, появление экструзивного купола в кратере и образование агломератовых потоков в начале эффузивно-эксплозивной стадии извержения, возможно, свидетельствуют о том, что Карымский вулкан способен дать и пелейский тип извержения. В пользу этой точки зрения свидетельствует и тот факт, что на западных и юго-восточных склонах кальдеры древнего Карымского вулкана много сожженных деревьев. Существование таких «мертвых» зон наталкивает на мысль о направленных взрывах, связанных с образованием внутрикратерных экструзий.

В заключение следует сказать, что указанные особенности извержений Карымского вулкана обусловлены прежде всего химическим составом его продуктов и, как показало изучение извержения 1962—1965 гг., рядом других факторов, о которых речь пойдет ниже.

Глава пятая

ИЗВЕРЖЕНИЕ 1962—1965 гг.

Переход к эффузивно-эксплозивной стадии деятельности Карымского вулкана не явился большой неожиданностью. Еще осенью 1962 г. при сопоставлении аэрофотоснимков кратера вулкана и полевых наблюдений отмечался рост лавового купола, на основании чего и было высказано предположение о возможном лавовом излиянии в конце 1962 г. (Иванов, Федоров, 1964 г.).

Эффузивно-эксплозивная стадия извержения началась 17 октября 1962 г. и продолжалась до 1965 г. Эта стадия может быть разбита на следующие циклы:

1) пароксизмальные извержения вулканского типа 17—20 и 27—28 октября 1962 г.;

2) умеренные эксплозивные извержения вулканского типа с 6 ноября 1962 г. по 1 января 1963 г.;

3) пароксизмальное извержение 1—30 января 1963 г.;

4) умеренные и сильные эксплозивные извержения вулканского типа — цикл до кульминационного взрыва 11 мая 1963 г.;

5) пароксизмальное извержение вулканского типа 11—19 мая 1963 г.;

6) умеренные эксплозивные извержения вулканского типа с 20 мая 1963 г. по 20 января 1964 г.;

7) пароксизмальные извержения вулканского типа с 21 января по 20 мая 1964 г.;

8) умеренные и сильные эксплозивные извержения смешанного вулканско-стромболианского типа с 20 мая 1964 г. по январь 1965 г.;

9) пароксизмальное извержение смешанного вулканско-стромболианского типа 10—15 января 1965 г.

После 15 января 1965 г. проявляется умеренная эксплозивная деятельность вулканского типа.

Пароксизмальные извержения вулканского типа 17—20 и 27—28 октября 1962 г.

Извержение началось 17 октября и сопровождалось непрерывным грохотом в течение 3 суток.

Наметилось два максимума деятельности, приходящиеся на 17—20 и 27—28 октября и сопровождающиеся излиянием лавы. Между максимумами отмечалась спокойная фумарольная деятельность, прерываемая редкими, но мощными взрывами с выбросом большого количества пирокластического материала.

Первый пароксизм, по наблюдениям сейсмостанции Семячик, характеризовался образованием эруптивного облака площадью до 100 км^2 и излиянием лавового потока глыбового строения на северные склоны конуса. В этот период взрывы следовали с интервалом 1—5 мин.

Второй максимум активности наблюдался нами¹ в непосредственной близости от кратера. К вечеру 26 октября активность вулкана увеличилась; взрывы, направленные к северу под углом $15\text{--}25^\circ$, следовали с интервалами 2—3 мин, при этом выбрасывалось большое количество пепла и лапилли. В ночь на 27 октября взрывы следовали непрерывно — по 5—20 в 1 мин. В 0 час. 45 мин. 27 октября началось новое излияние лавы, количество взрывов уменьшилось (5—8 в 1 мин). С 12 час. деятельность вулкана вновь усилилась. Взрывы следовали почти непрерывно. Со второй половины дня 27 и 28 октября на фоне непрерывных, но сравнительно слабых пепловых выбросов наблюдались мощные взрывы с выбросом значительного количества пеплового материала, лапилли, бомб. Высота газового столба доходила до 3,5—4 км. 29 октября активность вулкана снизилась.

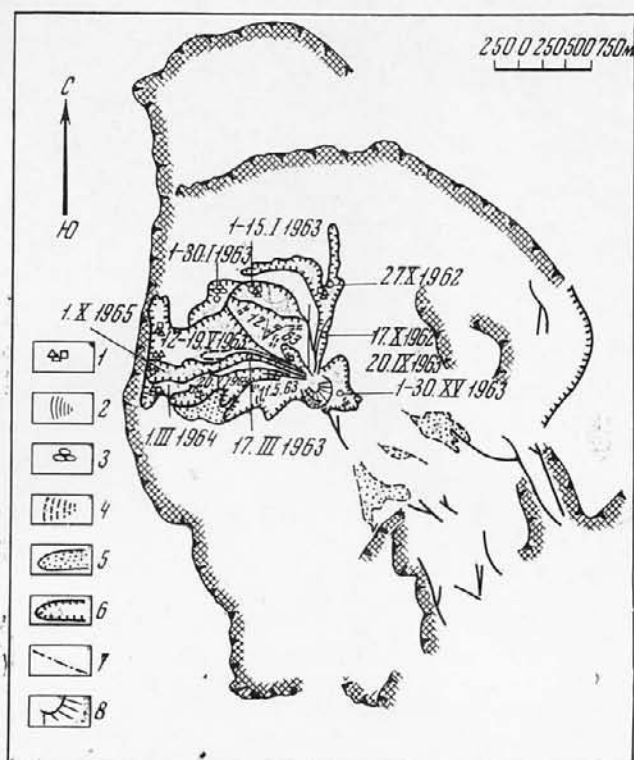
Вечером 4 ноября деятельность вулкана вновь усилилась, сильные взрывы следовали с интервалом 3—4 часа. В перерывах между взрывами вулкан интенсивно парил, выделяя густые плотные, темно-серые клубы дыма. Со второй половины дня 6 ноября вулкан переходит в спокойное состояние. Инструментальная съемка кратера, проведенная 4 ноября 1962 г. с вулкана Двор, показала, что диаметр кратера равен 255 м. Южный край по-прежнему был выше северного. Наиболее низкими оказались северо-восточная и северо-западная части кратера. Несколько ближе к северной части наблюдался молодой конус, сложенный продуктами последнего извержения. В центре конуса располагалось жерло. И первая, и вторая порции лавы по облику были очень похожи и представляли собой хаотичное нагромождение глыб размером до 4—5 м в диаметре. Краевые части потока круто возвышались над склонами конуса и часто почти вертикально. Мощность потока на 27 октября в центральной части составляла 8—10 м. Температура его поверхности была свыше 500° . В местах, где отваливались глыбы, было видно ярко-красное свечение породы. Нигде не отмечалось фумарол. Лавы первой и второй порции внешне ничем не отличались от лав всех предшествующих излияний, слагающих молодой конус, и представляли собой черные стекловатые породы с большим количеством довольно крупных крапленников плагиоклаза.

К 28 октября одна часть потока продолжала двигаться на север, вытянувшись в виде ленты шириной 100 и длиной 250—300 м, вторая повернула на северо-восток. Объем излившейся лавы 1,8 млн. м^3 (рис. 9).

¹ Кроме автора в наблюдениях участвовали Г. С. Штейнберг, А. М. Чирков, М. В. Федоров, Е. К. Серафимова, О. Н. Волынец и др.

Рис. 9. Схема расположения лавовых потоков на вулкане Карымском

- 1 — глыбовые;
- 2 — покровного типа;
- 3 — подушечного типа;
- 4 — волнистого типа;
- 5 — агломератовые;
- 6 — границы потоков;
- 7 — трещины;
- 8 — насыпной конус



Умеренные эксплозивные извержения вулканского типа с 6 ноября 1962 г. по 1 января 1963 г.

Взрывы вулканского типа следовали с интервалом 1—2 часа и относились к средним по мощности. К концу декабря интенсивность эксплозий и их сила возросли. В эти дни из пос. Жупаново можно было видеть постоянный густой столб газов с пеплом, от которого в сторону океана тянулась полоса пеплопада. Со стороны вулкана иногда слышались громopodobные раскаты.

Пароксизмальное извержение 1—30 января 1963 г.

Начало 1963 г. отвечало усилению эффузивно-эксплозивной стадии извержения вулкана. Деятельность его проявлялась в серии довольно частых взрывов (7—10 в 1 час). Продолжительность каждой серии достигала 1,5—2 мин. Высота газового грибообразного облака не превышала 1,5—2 км. Взрывы сопровождалась пеплопадами, часто с выбросом значительного количества вулканических бомб. В январе на северные и северо-западные склоны излились новые потоки лавы, которые сплошным чехлом закрывали склоны конуса и северо-западную часть дна кальдеры (см. рис. 9). Меньший объем лавы излился на восточные склоны, здесь поток наблюдался только в прикратерной части конуса. На всех лавовых потоках, кроме северного, действовало значительное количество фумарол (Иванов, Кирсанов, 1965 г.). Лава, излившаяся на северо-западные склоны конуса вулкана — и покрывая площадь примерно 0,6 км², как правило, занимала пониженные части рельефа; на самом конусе в его средней и верхней части ее не было. Основная



Рис. 10. Общий вид лавы подушечного строения. На переднем плане — подушки и отдельные шары.

Фото автора

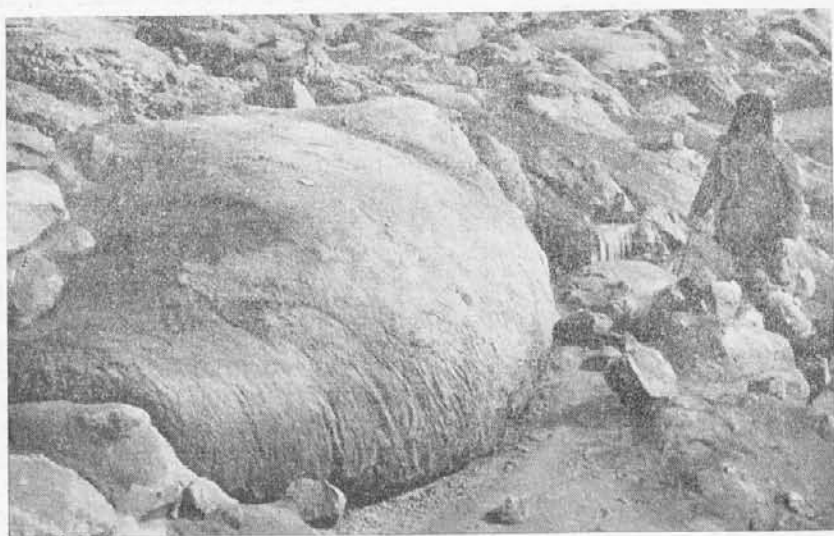


Рис. 11. Типичная подушка во фронтальной части потока. Выпуклая сторона подушки обращена к направлению движения лавы.

Фото М. В. Федорова

масса лавы скопилась у основания конуса, несколько ниже образовался небольшой поток площадью 150×200 м, оторвавшийся от основного. Главными элементами в строении потока были подушки, поперечные валы, наплывы, сфероидальные тела, формы, близкие к шаровым, шары. Распределение форм было неравномерным. Поперечные валы и наплывы слагали в основном центральную часть потока; подушки, шары, эллипсоидальные тела, формы, близкие к шаровым, — фронтальную часть (рис. 10). На отдельных участках поперечные валы и наплывы перекрывали отдельные подушки. В подушечных и эллипсоидальных формах наблюдалась асимметричность; некоторые из них имели грушевидную форму, выпуклой стороной обращенную вниз по склону (рис. 11). В местах налегания подушек одна на другую, на верхних из них образовались вмятины, что указывало на пластичность материала в момент образования подушечных форм. Размеры подушек самые различные, от 2—3 до 10 м в поперечнике при высоте не более 1,5—2 м. Типичные шары и формы, близкие к ним, встречаются реже, и размеры их не превышают 1,0—1,5 м в диаметре.

Поверхность подушечных и шаровых образований ровная, стекловатая, слабобугристая, иногда растрескавшаяся, чаще всего по концентрическим и радиальным трещинам.

Интересной особенностью подушек и отдельных шаров явилось наличие в центральной части газовых пустот. Размеры пустот различные и зависят от размеров образований. На некоторых из них были обнаружены круглые отверстия диаметром 15—20 см, соединяющие центральную, полую часть с поверхностью. В период посещения лавового потока, т. е. почти через 1,5 месяца после его излияния, температура в центральной части подушек, замеренная через такие отверстия, составляла 180 — 220° . Уже тогда через них в отдельные подушки проник пирокластический материал, а спустя год все шаровые формы с «выводными отверстиями» были заполнены пирокластическим материалом последующих эксплозий. Межподушечное пространство на лавовом потоке было заполнено пирокластическим материалом: пеплом, обломками вулканических бомб и лав — при этом мощность его достигала 0,5—1 м. Объем излившейся лавы составляет 1,8 млн. м³. На северные склоны излился типично глыбовый поток; его точные размеры установить не удалось, так как он был перекрыт жидким подушечным потоком. Видимая мощность потока равнялась 5—6 м. Объем излившейся лавы 1 млн. м³.

Лавы, давшие поток подушечного строения, в момент излияния были жидкими и довольно обильно насыщенными газами. В марте по всей площади отмечались многочисленные фумаролы и возгоны. Выделение газов происходило из трещин в потоке и из центральных отверстий в подушках. Температура газов на выходе колебалась от 150 до 300° , в полостях отдельных подушек — от 180 до 220° . Температура лавы на глубине 15—20 см достигала 500 — 520° , на глубине 1,5—2,0 м — 550 — 600° , на поверхности была всего 26 — 30° .

Умеренные и сильные эксплозивные извержения вулканского типа —

цикл до кульминационного взрыва 11 мая 1963 г.

Эксплозивная деятельность в этот период (февраль — март) по-прежнему была напряженной: 7—15 взрывов в 1 час. Взрывы происходили в северо-западной части кратера, в виде грибообразного облака — обычной для Карымского вулкана формы. Высота столба газов достигала 2,5—4 км. Часто наблюдались типично пепловые взрывы с заметным количеством пемзовидных бомб.

17 марта на северо-западные склоны узкой лентой излился новый поток (см. рис. 9). Начало излияния и дальнейшее продвижение потока не сопровождалось усилением взрывной деятельности. Лавовый материал двигался со скоростью 1 м/час. Фумарол на потоке не отмечалось, это была вязкая, слабо насыщенная газами глыбовая лава. Объем лавы 0,0015 км³.

В апреле в северо-северо-западной части кратера был четко виден насыпной конус с лавовой пробкой в центре (рис. 12). Диаметр основного кратера составлял примерно 255 м, насыпного конуса 70—80 м и жерла 25—30 м. Северо-западные части кратера и насыпного конуса были разрушены лавовым потоком, продолжающим изливаться с 17 марта. Взрывная деятельность вулкана была несколько ослабленной. В юго-западной и северо-восточной прикратерных частях действовали фумаролы.

Пароксизмальное извержение вулканического типа 11—19 мая 1963 г.

11 мая в кратере Карымского вулкана произошла серия сильных взрывов, следующих один за другим. Эруптивная туча, поднявшись на высоту до 10 км, северным ветром была снесена на юг, в сторону Петропавловска-Камчатского и дальше. Учитывая скорость ветра на высоте 5—8 км (по сведениям ГМС), равную 180 км/час, и начало пеплопада в городе, можно сказать, что максимум взрывов приходился, вероятно, на 12 час. 30 мин. В Петропавловске пеплопад начался в 13 час. 30 мин. и продолжался примерно до 18 час. Спустя 1 час после начала пеплопада вся территория города покрылась слоем пепла мощностью

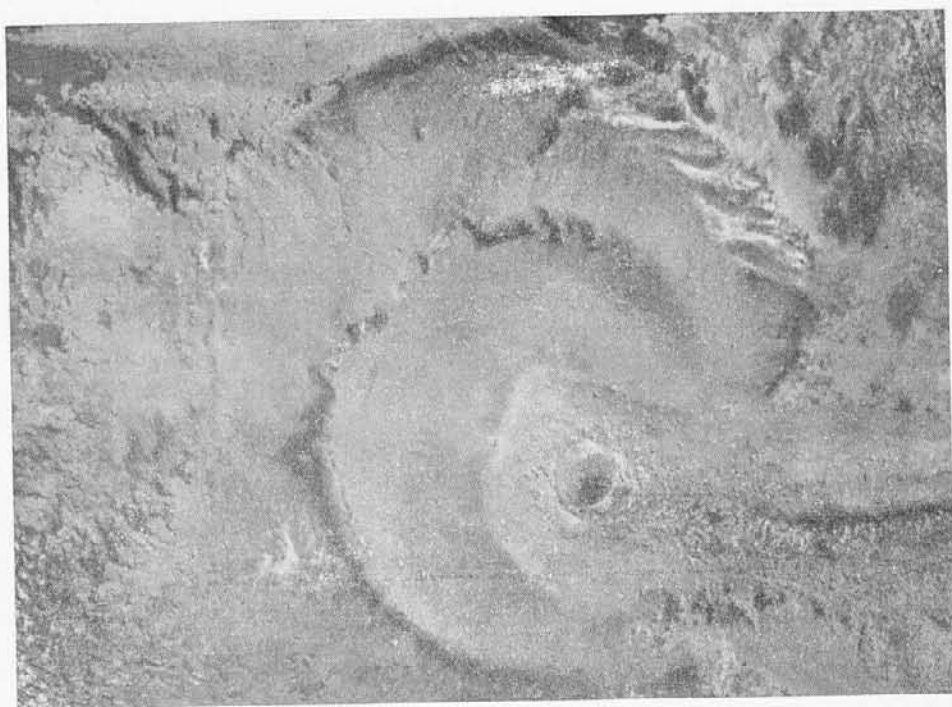


Рис. 12. Кратер Карымского вулкана 20 апреля 1963 г.

Фото автора



Рис. 13. Схема распространения и распределения пирокластического материала, выброшенного взрывом Карымского вулкана 11 мая 1963 г.

1,5—2 мм. В максимум пеплопада (примерно с 13 час. 45 мин. до 1,5 час.) на улицах города было темно.

Пепел выпал и в океане, восточное мыса Пираткова, в 300 км южнее вулкана, и в районе устья р. Ходутка, в 350 км южнее вулкана. Распространение пеплопада и распределение пирокластического материала показаны на рис. 13. Объем выброшенного материала составил около 45 млн. м³. Энергия взрывов приблизительно оценивается в $1,5 \times 10^{22}$ эрг. После серии взрывов 11 мая на западных склонах, а также на прилегающей к ним территории наблюдалась четкая, сравнительно выдержанная по всей площади полоса пирокластического материала, представленного вулканическим песком, лапилли, бомбами, обломками пемзы и лав последних и более ранних излияний. Размер обломков в диаметре колеблется от 8—10 см у основания конуса до 30 см на борту кальдеры. По оси полосы мощность материала у основания конуса составила 35—40 см, на борту кальдеры — 25—30 см, в 3 км — 10—15 см, в 5 км — 5—10 см.

Эксплозивная деятельность вулкана после 11 мая характеризовалась сравнительно частыми (2—5 в час) взрывами, различными по силе и количеству выброшенного пирокластического материала (рис. 14).

В строении кратера существенных изменений не произошло. На западном склоне конуса, в прикратерной части возникло небольшое грабенообразное понижение, которое, постепенно суживаясь книзу, протягивалось примерно на $\frac{1}{3}$ склона. К бортам понижения были приурочены две цепочки фумарол, своим линейным расположением и постоянной деятельностью подчеркивавшие наличие трещин.

С 11 по 19 мая на склоны конуса излилось три лавовых потока. К 15 мая движение потоков, излившихся на северо-западный и юго-западный склон, прекратилось. На западном склоне лавовый поток достиг западного борта кальдеры и медленно растекался по ее дну.

Изучение потоков показало, что они были образованы лавой различной вязкости, вследствие чего имели различное строение. На западном

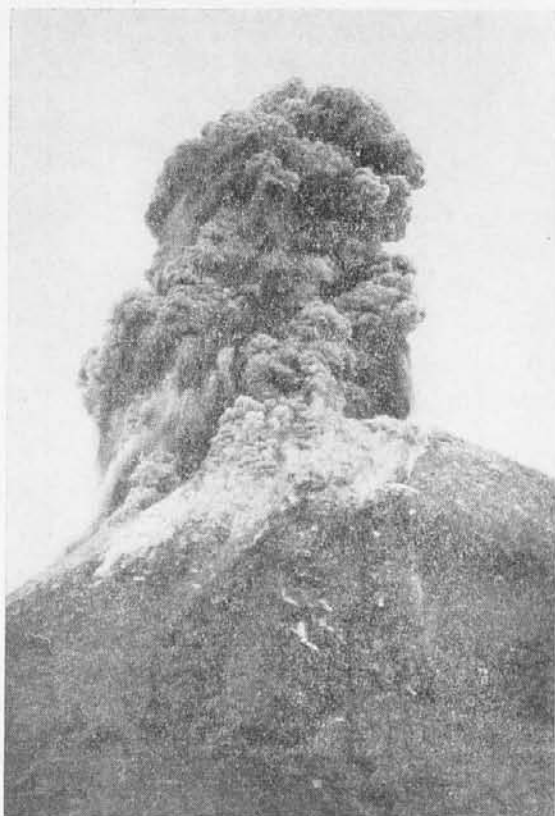


Рис. 14. Эксплозия вулканского типа (20 мая 1963 г.)

Фото И. Т. Кирсанова

склоне отмечался глыбовый поток, объемом 26 млн. m^3 , на северо-западном — поток волнистого типа, объемом 5 млн. m^3 , на юго-западном — покровного типа, объемом 1,6 млн. m^3 (рис. 9).

На поверхности всех потоков активно действовали фумаролы, причем на покровном и волнистом их было значительно больше. На западном склоне конуса лавовый поток покровного типа был перекрыт агломератовым потоком (0,5 млн. m^3), а последний — грязевым, небольшой мощности и протяженности.

Фумарольная деятельность активно проявлялась на всех потоках лав, излившихся после взрыва 11 мая. Наибольшее количество фумарол отмечалось на потоках покровного типа. Здесь температура газов на выходе достигала 550° , в трещинах на глубине 30—40 см — $800-850^\circ$. В средней части потока температура равнялась $250-300^\circ$. На потоке волнистого типа температура газов на выходе колебалась в пределах $240-300^\circ$, в трещинах на глубине 30—80 см она достигала 500° ; фумарол здесь отмечалось значительно меньше. Вблизи многочисленных трещин выделялись возгоны.

На глыбовом потоке фумаролы постоянно действовали лишь на одном участке. Температура газов на выходе варьировала от 200 до 350° , на глубине 0,75—1,0 м — от 650 до 800° .

**Умеренные эксплозивные извержения
вулканского типа
с 20 мая 1963 г. по 20 января 1964 г.**

В июне эксплозивная деятельность вулкана выражалась в довольно редких (1 за 2,5—3 часа) и слабых взрывах. Кратер был вновь засыпан пирокластическим материалом, в центре его образовалась лавовая пробка. Как и в предыдущем случае (апрель 1963 г.), жерло вулкана несколько сместилось к северо-западу. На северном и северо-западном склоне появились два новых глыбовых лавовых потока незначительных размеров в виде небольшой оторочки близ вершины.

С июля эксплозивная деятельность вулкана активизировалась. В июле—августе отмечалось по 6—8 взрывов в 1 час., с высотой столба газов до 1,5 км. В августе участились пеплопады. В сентябре вулкан большей частью спокойно парил. В результате извержения с июня по сентябрь 1963 г. вулкан значительно «вырос». Южная часть кратера уже не возвышалась, как прежде, над северной. Вершина вулкана представляла собой ровную площадку с небольшим насыпным конусом в северо-северо-западной части. На юго-восточном, ранее ровном склоне два пемзовых агломератовых потока пропахали глубокие овраги. Поток подушечного строения почти полностью был перекрыт новыми потоками майского излияния и пирокластическим материалом последующих выбросов из кратера вулкана. Глыбовый поток майского излияния до сентября продолжал медленно двигаться. В местах постоянно отваливающихся глыб наблюдалось красное свечение (700—800°). Температура отдельных глыб в краевой части потока равнялась 80—95°; фумарол на потоке не было. Довольно мощные, постоянно действующие фумаролы наблюдались в прикратерной юго-западной и северо-восточной части.

В сентябре на северо-западном склоне в прикратерной части был обнаружен новый небольшой поток глыбовой лавы (рис. 15). К концу 1963 и в начале 1964 г. взрывная деятельность вулкана заметно ослабела.

**Пароксизмальные извержения вулканского типа
с 20 января по 20 мая 1964 г.**

В январе деятельность вулкана вновь активизировалась. Взрывы средней мощности (высота до 1500 м) следовали с интервалами в 30—40 мин. Они были преимущественно пепловыми, грибообразной формы. Новых лавовых потоков не возникло. Активизировались фумаролы в юго-западной части кратера, изменилась морфология кратера, в его северо-северо-западной части образовался насыпной конус высотой 50—70 м и диаметром 80—100 м с жерлом в центральной части (Иванов, Шувалов, 1967).

Эксплозивная деятельность вулкана в марте была умеренной—по 2—3 взрыва за 2,5—3 часа. На западном склоне вулкана двигался поток лавы глыбового строения.

В мае на западные склоны конуса вулкана излился новый поток лавы глыбового строения, который перекрывал мартовский поток. Начало его излияния мы относим к последним числам мая. К июню движение потока прекратилось, он достиг дна кальдеры и уперся в ее борт (рис. 15).

Лавовый поток в марте 1964 г. представлял собой темную каменистую насыпь с крутыми бортами высотой 10—12 м, сложенную хаотически нагроможденными глыбами диаметром до 3—4 м. С борта



Рис. 15. Глыбовый поток санторинского типа, излившийся в мае 1964 г. на западные склоны вулкана.

Фото автора

кальдеры можно было видеть «фарватер» потока, просевшую центральную часть, протягивающуюся в виде ленты шириной 250—300 м и ограниченную с двух сторон бортовыми валами. Температура — более 100° в отдельных участках на бортовых валах, а в центральной части оставалась еще достаточно высокой, около 400—450°. Фумарольных струй на потоке не отмечалось. Общий объем излившегося материала составил около 9 млн. м³ (см. рис. 9).

Лавовый поток майского излияния наблюдался нами в движении. Он был аналогичен первому, мощность его во фронтальной части достигала 10—15 м при ширине 400 м. Скорость движения потока в августе составляла 3 м/сутки. В вертикальной фронтальной стенке лавового потока сквозь многочисленные трещины была видна раскаленная красно-белая лава (650—700°). Объем излившейся лавы 5,5—6 млн. м³.

Умеренные и сильные эксплозивные извержения смешанного вулканско-стромболианского типа с 20 мая 1964 г. по январь 1965 г.

Эксплозивная деятельность вулкана в этот период была в основном умеренной, с заметной активизацией в августе—сентябре. В июне, июле высота взрывов редко достигала 2—2,5 км. Обычная частота взрывов варьировала от 96 до 200 в сутки. Взрывы большей частью были пепловыми, бесшумными, вертикально и косо направленными (обычно на северо-запад под углом 10—15°, иногда до 25°). Какой-либо периодичности или закономерности в чередовании эксплозий не отмечалось. За сильным взрывом через незначительные промежутки времени (20—30 сек. — 1 мин.) мог последовать такой же силы взрыв.

До августа продолжалась эксплозивная деятельность вулканского типа. С середины августа активность вулкана заметно нарастает, появи-

лись эксплозии смешанного типа — вулкано-стромболианские. Так продолжалось и в сентябре. На этот период приходится наибольшее количество сильных взрывов (до 20%), обычно направленных на северо-запад (5—10°). В сентябре произошел один сильный взрыв, направленный на юго-восток (20—25°).

Форма взрывов большей частью грибообразная. Звуковые эффекты, сопровождающие взрывы, различны, но подавляющее большинство взрывов бесшумное. На западном склоне конуса была видна эруптивно-абразионная долина, по которой постоянно скатывались свежие обломки лавы и вулканические бомбы. Такого типа долины возникали и раньше; в частности, по такой долине двигались лавовые потоки 1963 г., а также в 1964 г., т. е. долина постоянно подновлялась, расширяясь к юго-западу. По-видимому, это нельзя объяснить только выпахивающим действием продуктов эксплозий; образование и подновление долин связано с изменением внутреннего строения конуса.

Склоны насыпного конуса, образование которого началось летом 1963 г., к сентябрю 1964 г. почти слились со склонами основного конуса вулкана. Фумарольная деятельность в прикратерной части была по-прежнему интенсивной. На северо-восточном склоне конуса в прикратерной части появилась трещина длиной до 150—200 м, по которой отмечалось интенсивное газовыделение. К концу года деятельность вулкана свелась к умеренным эксплозиям со слабыми пепловыми взрывами.

Пароксизмальное извержение смешанного вулканско-стромболианского типа 10—15 января 1965 г.

В начале января 1965 г. эксплозивная деятельность вулкана несколько усилилась, частота взрывов по сравнению с прошедшим периодом возросла. Начиная с 10 января со стороны Карымского вулкана, по данным сейсмостанции Семячик, постоянно доносились громовые раскаты, а в ясные дни над вулканом были видны темные клубы дыма, поднимающиеся до высоты 1000—1500 м. В эти же дни в низовьях р. Березовой (30 км на восток от вулкана) выпал пепел. Взрывы продолжались до 15 января, затем наступил период умеренной фумарольной деятельности. 15 января 1965 г. на западном склоне появился новый лавовый поток, который узкой длинной лентой протянулся по склону конуса и уперся в кальдеру (см. рис. 9). На потоке были видны редкие струйки фумарол.

Умеренная эксплозивная деятельность вулканского типа после 15 января 1965 г.

В течение 1965 и 1966 гг. вулкан проявлял слабую активность, взрывы средней мощности следовали с интервалом 1—3 часа. Они были существенно пепловыми, иногда с камнепадом. Между взрывами кратер спокойно парил. Изменились западные склоны конуса вулкана. Поток, излившийся в январе 1965 г., и постоянные эксплозии выработали в верхней части конуса шарп глубиной 5—10 м и шириной 100—150 м. На западных склонах конуса по-прежнему сохранялась эруптивно-абразионная долина. Кратер в 1965 г. представлял собой неправильной формы воронку, диаметром 100—120 м с жерлом в северо-западной части и шаррой в северо-северо-западной. Южные стенки кратера почти вертикальные, высотой 20—30 м, восточные и западные — более пологие.

северные еще более пологие. Лавовый поток, излившийся в январе 1965 г., в августе оставался еще горячим. Температура его, замеренная спустя восемь месяцев в трещинах на глубине 2—3 м, равнялась 150—230°. Фуморальных струй на потоке не отмечалось. Объем излившегося материала составил 0,3 млн. м³.

Заканчивая рассмотрение хроники извержения 1962—1965 гг., следует отметить, что эффузивно-эксплозивная стадия извержения Карымского вулкана закончилась 15 января 1965 г. С этого времени вулкан вновь вступил в eksploзивную стадию извержения, которая характеризуется редкими и слабыми eksploзиями вулканского типа.

Глава шестая

ПРОДУКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЯ 1962—1965 гг.

ТВЕРДЫЕ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПРОДУКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЯ

В период извержения 1962—1965 гг. на дневную поверхность было выброшено громадное количество пирокластического материала, покрывшего сплошным чехлом склоны конуса и дно кальдеры. Он представлен вулканическими бомбами, пеплами, обломками пемзы. Особенно большое количество пирокластики было выброшено в пароксизмальные циклы извержения. Так, в результате серии взрывов 11 мая 1963 г. большая территория полуострова оказалась покрытой пеплом Карымского вулкана, а вулканические бомбы размером 0,1×0,3 м были обнаружены на западном борту кальдеры в 6 км от кратера.

Вулканические бомбы по морфологическим особенностям делятся на два основных типа: пемзовидные с поверхностью типа хлебной корки и плотные, тяжелые бомбы, представляющие собой угловатые эруптивные обломки лавы.

Пемзовидные бомбы выбрасывались из жерла в вязко-пластичном состоянии, поэтому форма их обычно близка к сфероидам вращения — это эллипсоидальные, шаровые, грушевидные, трубчатые, лепешкообразные разности (рис. 16) размером от 0,1×0,1 до 1,5×1,0 м. Расталкивающее действие газов в центральных частях бомб было значительным, о чем свидетельствуют тонкие нитевидные стенки между пустотами. Строение бомб зональное: плотная растрескавшаяся корка слабо раскристаллизованной лавы светло-серого цвета мощностью до 10—15 см переходит к центру через менее плотную раскристаллизованную массу с большим количеством мелких пузырьков в пемзовидную, чрезвычайно пористую массу, обычно черного цвета с синеватой побелкой. Приповерхностная, переходная часть обычно слабо ожелезнена, иногда ожелезнена и центральная часть бомбы.

Микроскопическое изучение пемзовидных бомб подтверждает их зональное строение. Под микроскопом видно, что слабо раскристаллизованная поверхностная корка имеет порфириновую структуру с гиалопитовой основной массой. В отличие от нее структура переходной к центральной пузырьистой части средней зоны витропорфировая, с гиалиновой или кристаллитовой структурой основной массы. Несмотря на эти различия, количество вкрапленников повсюду одинаково; представлены они плагиоклазом, моноклинным пироксеном и рудным минералом. Количественные соотношения вкрапленников в породе следующие: плагиоклаз

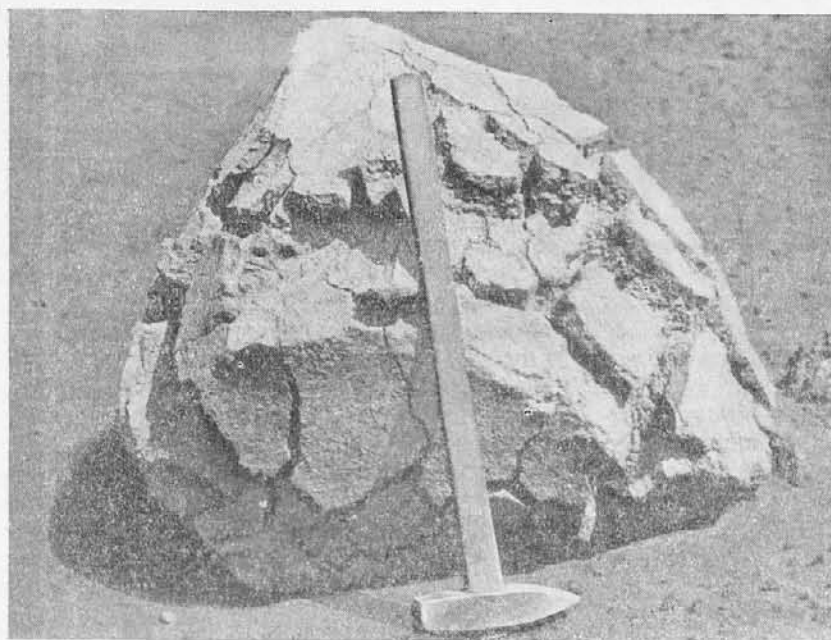


Рис. 16. Пемзовидная бомба с поверхностью типа «хлебной корки».

Фото автора

18—20, ромбический пироксен 1—2, моноклиный пироксен 1—1,5, рудный минерал меньше 1, основная масса от 75 до 79%.

Плагиоклаз, по составу отвечающий андезину-лабрадору с 45—57% Ap , в большинстве случаев представлен обломками кристаллов таблитчатой формы, размером 0,7—1,5 мм. Осколочный облик большинства кристаллов и их различная ориентировка в шлифах свидетельствуют о подвижках лавы в вулканическом канале и о сравнительно высокой первоначальной вязкости лавового вещества.

Ромбический пироксен постоянно встречается во всех образцах бомб и имеет форму вытянутых табличек размером от 0,1 до 0,8 мм. Плеохроизм ясный: по обычной схеме от зеленоватого по Ng до буровато-розового по Np . По углу оптических осей $2V = -66-70^\circ$ относится к бронзиту с 28—24% Fs .

Моноклиный пироксен встречается так же часто, как и ромбический. Форма выделения вкрапленников — короткостолбчатые кристаллы размером от 0,1 до 0,5 мм. Довольно часты двойники по (100). Почти всегда зерна оплавлены и трещиноваты.

Рудный минерал представлен магнетитом в виде редких зерен неправильной формы, размером до 0,1 мм.

Основная масса слабо раскристаллизованной поверхностной корки имеет гиалопилитовую структуру. Очень мелкие (50—70 мк) микролиты плагиоклаза погружены в обильный стекловатый базис. В отдельных участках основной массы есть четкие структуры течения. Текстура основной массы может быть определена как мелкопузырчатая. Основная масса промежуточной зоны гиалиновая или кристаллитовая. Стекло всюду желтовато-бурое с $p. n. = 1,510-1,513$.

Плотные или лавовые бомбы вылетали из жерла в виде раскаленных, обычно угловатых обломков в состоянии ярко-красного каления. Такие бомбы в силу своего большого удельного веса летят, как

правило, недалеко и падают на склоны конуса, вдавливаясь в пирокластический материал поверхности конуса или рассыпаясь при ударе на множество мелких остроугольных горячих обломков. Размеры бомб самые различные, от $0,2 \times 0,1$ до 1×2 м. Микроскопическое описание лавовых бомб не приводится, поскольку оно полностью совпадает с характеристикой лав, образовавших потоки глыбового строения, петрографически охарактеризованных ниже. В табл. 32 приведены химические анализы лавовых и пемзовидных вулканических бомб, в последних анализировались все зоны: верхняя, плотная пемзовидная, слабо раскристаллизованная корка; средняя, еще менее раскристаллизованная и более пористая, и центральная крупнопузыристая. Химический состав всех зон примерно одинаков, что объясняется, по-видимому, равномерным распределением кристаллической части в материале бомб.

Вулканические пеплы и пемзы. В течение извержения 1962—1965 гг. пепел выбрасывался вулканом почти постоянно. В радиусе 10 км от кратера вся поверхность была покрыта пеплом эксплозивных выбросов. Особенно много его в кальдере вулкана, где он постоянно переотлагается ветром и временными водными потоками и образует горизонты мощностью до 4—6 м. Нами были изучены образцы пеплов, собранных в 1962—1965 гг. в 3,5 км от кратера вулкана, а также пепел и пемза кульминационного взрыва 11 мая 1963 г. Для сравнения приводится анализ пепла, собранного в 1961 г. на том же расстоянии от кратера вулкана (табл. 9).

Таблица 9

Механический состав пеплов извержения 1962—1963 гг., вес. %

Г. Номер образца	Дата выпадения пепла	Размеры фракции, мм					
		2,0—1,0	1,0—0,315	0,315—0,16	0,16—0,1	0,1—0,0063	0,0063
941	17.VIII 1964	—	32,1	49,6	7,4	4,8	6,1
1682	23.VIII 1964	0,1	23,8	32,2	17,9	16,9	19,1
942	7.IX 1964	0,3	36,9	48,7	6,9	2,5	4,7
1681	17.IX 1964	—	25,9	51,3	12,7	4,9	5,2
945	18.IX 1964	—	10,9	31,4	21,1	18,3	18,3
1680	16.VI 1965	—	5,9	49,1	23,5	12,6	8,9
—	1.X 1961	—	28,4	61,2	10,4	—	—

В продуктах взрывов 11 мая 1963 г., собранных близ вулкана, фракции от 10 до 3—2 мм состоят преимущественно из обломков светлых пемз (SiO_2 64%) с незначительной примесью обломков темных плотных лав, аналогичных по облику глыбовым лавам.

Химический состав пеплов и пемз приведен в табл. 32. При сравнении¹ пеплов эффузивно-эксплозивной стадии извержения (анализы 95—96) с докульминационными пеплами обнаруживается некоторая разница в их составах. Вторые богаче окислами магния и кальция, беднее кремнеземом и железом. Химический и минеральный состав пеплов отвечает двупироксеновым андезито-дацитам. Пемзы, выброшенные взрывами 11 мая 1963 г., по содержанию кремнезема и суммарному количеству щелочей отвечают типичным дацитам.

Лавы. Лавовые потоки рассматриваются нами в той последовательности, в которой они появились на склонах конуса Карымского вулкана.

¹ Для сравнения выбраны именно эти пеплы, так как они собраны в 2—3 км от вулкана, так же как и пеплы докульминационного периода.

Лавы излияния 17—28 октября 1962 г. макроскопически представляют собой черные стекловатые породы с большим количеством довольно крупных (3—4 мм) вкрапленников плагиоклаза, хорошо видимых на фоне черной основной массы.

Кроме плагиоклаза во вкрапленниках присутствует ромбический и моноклинный пироксен. Количественно-минералогический подсчет в шлифах показывает, что минеральный состав лав первой и второй порции излияния одинаков. Содержание минералов следующее: плагиоклаза — 14,6, ромбического пироксена — 1,6, моноклинного пироксена — 1,2, рудного минерала — 1,1, основной массы — 81,5%.

Вкрапленники плагиоклаза (49—55% An) представлены двумя типами: широкие таблитчатые кристаллы размером до 1,5 мм с заметным количеством включений стекла, зернышек ромбического и моноклинного пироксена и лейстовидные вкрапленники размером 0,3—0,6 мм, содержащие 47—52% An. Количество первых несколько больше. Преобладающий закон двойникования альбитовый, реже карлсбадский и альбит-карлсбадский.

Ромбический пироксен образует идиоморфные зерна размером от 0,2 до 1,0 мм, обладает четким плеохроизмом: по Ng — зеленоватый, по Nr — слабо-розоватый. Угол оптических осей $2V = 63—66^\circ$, что соответствует гиперстенам с 31—30% Fs (Винчелл, 1953) или железистому бронзиту с 29—28% Fs (Дир, Хаун, Зусман, 1966). Во включениях встречен рудный минерал и апатит. Зерна моноклинного пироксена по размерам близки к вкрапленникам ромбического пироксена. Угол оптических осей равен $55—58^\circ$, $cNg = 45^\circ$. По диаграмме М. М. Веселовской (1950), состав пироксенов соответственно Wo 38, En 44, Fs 18 — Wo 43, En 43, Fs 14%. Включения представлены рудным минералом и апатитом.

Вкрапленники плагиоклаза и пироксена часто образуют гломеропорфировые сростки. Цвет стекла основной массы изменяется от желтоватого до темно-коричневого. Показатель преломления стекла 1,513, что соответствует содержанию в нем кремнезема 67% (Мархинин и др., 1960).

Структура породы порфировая с гналопилитовой структурой основной массы. В постэффузивную стадию кристаллизация лавы в потоке продолжалась. Выделившаяся при этом кристаллическая фаза представлена тонкими удлинёнными микролитами плагиоклаза, игольчатыми выделениями цветного и мельчайшими зёрнами рудного минерала. Как правило, в основной массе обнаруживаются следы течения. По химизму и минеральному составу лавы первой и второй порции сходны и могут быть отнесены к двупироксеновым андезито-дацитам (табл. 32).

Лавы, излившиеся 1—30 января 1963 г. на северо-западные склоны конуса Карымского вулкана, по своему строению могут быть отнесены к так называемым подушечным или шаровым лавам, т. е. к обособлениям сферической или эллипсоидальной формы, каждое из которых представляет самостоятельное тело с собственной поверхностью охлаждения. Макроскопически породы этих лав весьма разнообразны. По внешнему виду и внутреннему строению подушечные и шаровые формы были разделены на три типа (рис. 17): 1) подушки, сфероиды и близкие к ним формы с центральным газовым пузырем; 2) подушки, шары, сфероиды и близкие к ним формы без центрального газового пузыря; 3) поперечные валы, наплывы, лепешкообразные тела, подушки, налегающие одна на другую, с центральными пустотами и без них.

В формах первого типа от периферии к центру выделяются четыре зоны:

а) внешняя корочка «закалки», стекловатая, растрескавшаяся, светло-серого цвета, мощностью до 1 см;

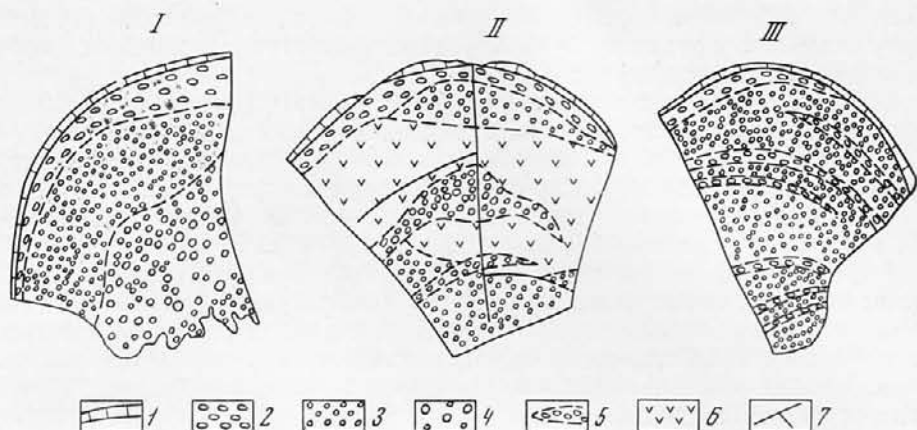


Рис. 17. Три типа разрезов подушечных лав

- 1 — корочка «закалки»; 2 — «мелкопористая» стекловатая порода (размер пор 1—2 мм); 3 — «мелкопористая» основная масса (более 5 мм); 4 — «средне- и крупнопористая» порода (5—10, до 15 мм); 5 — прослой и «линзы» «средне- и крупнопористой» породы; 6 — плотная, в различной степени раскристаллизованная порода; 7 — трещины

б) мелкопористая стекловатая плотная порода с большим количеством вкрапленников плагиоклаза размером до 1—2 мм; количество пор невелико, ориентированы они параллельно поверхности шара или подушки. Зона наблюдается не всегда, мощность ее не постоянна, она обычно не превышает 3—5 см;

в) мелкопористая (размер пор от 2 до 5 мм) темно-серая и серая порода, слабо раскристаллизованная, с вкрапленниками плагиоклаза размером до 1—1,5 мм. Условная мощность зоны от 10 до 15 см.

г) средне- и крупнопористая зона с размером пор от 5 до 10 мм и больше, но не крупнее 1,5—2 см. Вкрапленников плагиоклаза здесь меньше, чем в мелкопористой зоне, размеры их не более 1 мм. Иногда угадывается слабая зональность в смене участков крупных и средних пор. Размеры пор на границе с газовым пузырем невелики, порода в этой части по строению напоминает творожистую массу, в отличие от внутренней части вулканических бомб немзового строения, где поры крупные (5—10 см), с нитевидными перегородками между ними. Мощность зоны до 15 см.

Во втором типе подушечных форм выделяются корочка «закалки» мощностью 1—1,5 см и мелкопористая стекловатая масса с большим количеством вкрапленников плагиоклаза. Размеры вкрапленников до 3—5 мм. Порода темно-серого цвета, степень раскристаллизации значительная. Участки мелкопористой массы чередуются с плотной стекловатой, почти полностью раскристаллизованной породой. Выделить какие-либо зоны в ней не представляется возможным, хотя в общем можно отметить, что в центральной части таких шаров и подушек плотных стекловатых участков нет.

Характерной особенностью лавы в подушках второго типа является полосчатость, обусловленная частой сменой пористых и плотных разновидностей. Пористые участки, как правило, образуют линзовидные формы. Такое строение наблюдается в типичных шарах и отдельных подушках.

Для третьего типа подушечных образований характерны две зоны: зона корочки «закалки» мощностью от 1 до 1,5 см и мелко- и среднепо-

ристая масса темно-серого, почти черного цвета. Размер пор от 1 до 3—5 мм. Иногда в подушках выделяется центральная полость, строение которой часто полосчатое. Мелкопористые слои чередуются со среднепористыми.

Во всех трех типах мелкопористая порода выполняет роль «основной массы», в которой поры в большинстве случаев не имеют ориентировки по отношению к поверхности шара или подушки. В этой массе отмечаются слои, линзы, локальные завихрения средне- и крупнопористой породы, в основном параллельные поверхности шара. Общей особенностью всех подушечных форм является приуроченность более плотного, в различной степени раскристаллизованного материала к периферии шара или подушки; здесь же всегда наблюдается большое количество хорошо образованных вкрапленников плагиноклаза.

Под микроскопом в строении подушечных лав обращает на себя внимание существенно витропорфировая структура, т. е. присутствие порфировых выделений в стекловатой основной массе и почти полное отсутствие кристаллической фазы в ней. Порфировая структура имеет подчиненное значение и характерна в основном для участков с плотной стекловатой, почти полностью раскристаллизованной породой, а также частично для внешних зон подушечных лав. Вторая особенность — обогащенность вкрапленниками внешних зон (корочка «закалки») лав. Судя по данным табл. 10, разница в количестве вкрапленников между внешней и центральной частью лавовой подушки составляет 15%, эти соотношения характерны для всех трех типов подушечных лав.

Таблица 10

Количественно-минеральный состав подушечных лав, объемные %

Вкрапленники	1	2	3	4	5
Плагиоклаз	14,0	9,0	9,0	9,0	4,0
Гиперстен	2,7	1,1	0,5	1,1	0,6
Авгит	2,0	0,6	0,5	1,1	0,5
Рудный минерал	1,6	0,4	0,6	0,4	0,2
Основная масса	79,7	88,9	89,4	88,4	94,7

Примечания: 1 — корочка «закалки»; 2 — «мелкопористая» стекловатая порода (размер пор больше 5 мм); 3, 4 — «средне- и крупнопористая порода» (размер пор 5—10, до 15 мм); 5 — прослой и «линзы» «средне- и крупнопористой породы».

Рассмотрим некоторые особенности и характер выделения вкрапленников, а также особенности структуры основной массы в различных зонах выделенных типов подушечных лав.

Плагиоклаз вкрапленников относится к двум генерациям. Первой генерации принадлежат крупные интрателлурические кристаллы таблитчатой формы, сильно оплавленные. В большинстве случаев встречаются обломки этих кристаллов размером 0,4×0,8 мм; идиоморфные кристаллы, там, где они сохранились, достигают 1,5—2 мм. Кристаллы плагиноклаза этой генерации часто зональны и всегда переполнены включениями коричневатого-бурого стекла. Ко второй генерации относятся средние (0,4×0,8 мм) и мелкие (0,2×0,5 мм) таблитчатой или удлиненно-таблитчатой формы кристаллы микротинового облика. Плагиоклаз первой генерации часто образует гломеропорфировые сростки с моноклинным пироксеном, причем, судя по взаимоотношениям минералов, первым выделялся пироксен. Если в зоне закалки кристаллы в общем целые и следы механических повреждений несут на себе в основном плагиноклазы

первой генерации, то в зонах 2 и 3 есть обломки вкрапленников как первой, так и второй генерации. Сохранившиеся кристаллы первой генерации встречаются здесь крайне редко. В зоне 4 и 5 в основном присутствуют мелкие обломки кристаллов плагиноклаза размером $0,1 \times 0,3$ мм. По составу зональные плагиноклазы первой генерации варьируют от лабрадора до андезина с изменением состава зон от № 46 до № 65. Плагиноклаз второй генерации отвечает андезину-лабрадору с 47—55% Ап.

Ромбический пироксен в зоне 1 образует призматические зерна, иногда хорошо сохранившиеся, размером от $0,1 \times 0,5$ —1,5 мм. В большинстве случаев кристаллы обломаны, трещиноваты и оплавлены. В зоне 2 они встречаются в основном в виде обломков ($0,1 \times 0,3$ мм) с оплавленными или остроугольными гранями; в зонах 3—5—также обломки кристаллов, но еще более мелкие ($0,1 \times 0,1$ мм и менее). В крупных кристаллах нередки включения светло-коричневого стекла. Оптические свойства ромбического пироксена следующие: $2V=60$ — 65° . Плеохроизм слабый, от зеленоватого по Ng до слабо-розовато-бурого по Np. По оптическим свойствам пироксен относится к гиперстену с 35—29% Fs.

Моноклинный пироксен в зоне 1 встречается в виде крупных (до 1 мм) зерен с хорошо развитыми пинакоидальными гранями (100). В проходящем свете зеленовато-бурый, иногда бесцветный. Почти всегда сильно трещиноват и оплавлен. Обычны сростки и взаимные прорастания его с плагиноклазом первой генерации. Как правило, ассоциирует с рудным минералом. В зоне 2 количество моноклинного пироксена резко убывает, теперь—это обломки крупных кристаллов размером $0,1 \times 0,3$ мм. В зонах 3—5 моноклинный пироксен ведет себя подобно гиперстену. По величине $2V=55$ — 57° и $cNg=44$ — 46° , он относится к диопсидовым авгитам состава Wo 38—32, En 44—43, Fs 18—15%.

Рудный минерал представлен магнетитом в виде идиоморфных кристаллов размером $0,3$ — $0,5$ мм.

Основная масса—прозрачное слабодвупреломляющее стекло светло-коричневого цвета. В ней различаются кристаллиты и микролиты плагиноклаза и пироксенов. Количество кристаллической фазы в основной массе различно: отдельные участки представляют собой чистое стекло, в других оно переполнено кристаллитами и в меньшем количестве—микролитами плагиноклаза и пироксенов. Такие участки располагаются полосами, отчего текстура породы приобретает черты флюктуационной. В пределах полос микролиты большей частью ориентированы, в то время как кристаллиты создают типичную кристаллитовую структуру. Ширина таких полос различная: от $0,3$ — $0,5$ до 1 мм. В местах скопления кристаллических эмбрионов стекло приобретает буровато-коричневый цвет.

Таким образом, благодаря преимущественному развитию в стекле тонкой кристаллической фазы, структура основной массы может быть определена как кристаллитовая или гялиновая, а в редких случаях—как гиалоцититовая и микролитовая. Выделение преобладающей структуры основной массы для каждой зоны затруднительно. Можно говорить лишь о преобладании гялиновой структуры основной массы во внешней зоне; в зоне 2—гялиновой с полосами кристаллитовой структуры, с характерным ленточным расположением полос; в зонах 4 и 5—существенно гялиновой структуры.

По химическому (см. табл. 32) и минеральному составу лавы подушечного типа относятся к двупироксеновым андезито-дацитам. Химизм и количественно-минеральные соотношения внешних и внутренних зон подушек и шаров несколько отличаются. Содержание кремнезема и темноцветных минералов во внешних зонах увеличивается от 1,3 до 6,3%.

При сравнении подушечных лав с вязкими лавами излияния 1962 г. выясняется, что первые отличаются меньшей магнезиальностью и несколько большей щелочностью. Для обоих типов лав характерны относительно высокие значения Q и c' .

Лавы, излившиеся в мае 1963 г. на западные склоны вулкана, по морфологическим особенностям разделяются на три типа: покровные, глыбовые и волнистые.

Петрографическое изучение всех трех типов показало, что они характеризуются постоянным минеральным составом, но отличаются структурами и строением основной массы. Покровные и волнистые лавы были исключительно подвижными, что нашло свое отражение в структурных особенностях породы и, в частности, в структурах основной массы. Поскольку главные отличительные признаки всех трех типов лав заключены в структурных особенностях, характеристику каждого лавового потока мы начнем с описания основной массы, нарушив этим принятый порядок описания.

Лавовый поток покровного типа макроскопически отчетливо делится на два прослоя. Верхний, мощностью 0,8—1,0 м, состоит из сравнительно плотной, иногда слабопористой стекловатой лавы темно-серого цвета. Нижний, мощностью 1,2—1,5 м, сложен более пористой лавой темно-серого цвета. Пористость нижнего прослоя достигает 40—42%. Форма пор самая различная, но преимущественно сплюснута-сфероидальная, в последнем случае направление вытянутых сфероидов совпадает с направлением движения потока. Стекловатая и слабопузыристая лава верхнего прослоя в шлифах характеризуется большей степенью кристалличности, чем лава нижнего прослоя. В стекле много кристаллитов и микролитов, $n_p = 1,518 + 0,002$. Количество микролитов невелико. Структура основной массы гиалопилитовая, местами кристаллитовая. Тонкопузыристый нижний лавовый прослой характеризуется незначительным количеством кристаллических элементов в основной массе, отчего микроструктура ее может быть определена как кристаллитовая и гиалиновая, показатель преломления стекла $1,516 + 0,002$. Цвет стекла коричневый и светло-коричневый. Оно слабо двупреломляет вследствие развития криптокристаллического полевого шпата.

Таблица 11

Количественно-минеральный состав лав, объемные %

Вкрапленники	Верхний прослой	Нижний прослой
Плагиоклаз	13,0	6,0
Ромбический пироксен	0,4	0,5
Моноклинный пироксен	0,8	1,4
Рудный минерал	0,2	0,2
Основная масса	85,6	91,9

Минералы вкрапленников верхнего и нижнего горизонтов по своим свойствам и особенностям сколько-нибудь заметно не отличаются, поэтому дается их общая характеристика (табл. 11).

Плагиоклаз наблюдается в виде крупных таблитчатой формы вкрапленников размером до 1,5 мм, переполненных включениями коричневатобурого стекла. Он часто зонален; зональность обычно прогрессивная с изменением состава зон от № 47 до № 85. Кроме таблитчатых вкрапленников встречаются редкие лейстовидные кристаллы первой генерации, как правило оплавленные и трещиноватые, лейстовидные вкрапленники.

менее оплавлены и почти не трещиноваты. В нижнем лавовом прослое отмечено заметное количество обломков вкрапленников плагиоклаза. По составу плагиоклаз отвечает андезину-лабрадору с содержанием 46—58% Ап.

Ромбический пироксен обычно имеет форму вытянутых табличек размером 0,1—0,5 мм с хорошо развитыми гранями призмы. Идеальные кристаллы сохраняются редко, обычно это обломки кристаллов, как правило оплавленные и трещиноватые. Плеохроизм заметный: от зеленоватого по Ng до буровато-розового по Nr. По значению $2V = -64^\circ$ пироксен относится к гиперстену с Fs 20%.

Моноклинный пироксен образует короткостолбчатые кристаллы размером 0,2—0,6 мм. Кристаллы обычно обломаны, корродированы, хорошо ограненных вкрапленников практически не встречается. По оптическим свойствам ($2V = -60^\circ$ и $c : Ng = 49^\circ$, Wo 46, Ep 41, Fs 12%) он относится к богатым кальцием авгитам.

Поток глыбовой лавы характеризуется порфиловым строением, стекловатым обликом, черным цветом и незначительной пористостью (10%). Невооруженным глазом хорошо видны вкрапленники плагиоклаза и темно-зеленого, почти черного пироксена. С поверхности отдельные глыбы лавы иногда покрыты темно- и светло-серой, а иногда кирпично-красной (процесс окисления) шлаковой коркой мощностью до 10—15 см. Под микроскопом видно, что основная масса достаточно раскристаллизована. Стекло светло-коричневого цвета содержит значительное количество (до 50%) микролитов, плагиоклаза и пироксена. Количество рудного минерала в основной массе невелико. На границах с вкрапленниками отчетливо проявляется явная ориентировка микролитов, отчего текстура основной массы может быть названа флюктуационной. Стекло основной массы насыщено микролитами неравномерно: на отдельных участках количество микролитов достигает 50%, так же четко выражена структура течения; на других участках содержание микролитов уменьшается до 30—40%. Интересно, что местами они как бы маскируют пироксены, в этих случаях форма вкрапленников лишь слабо угадывается. Такими замаскированными вкрапленниками в большинстве случаев являются моноклинные пироксены. Размеры микролитов плагиоклаза, как правило, 30—60 мк, отдельные из них достигают 80—100 мк, микролиты пироксена — 40 мк. Плагиоклаз микролитов по составу отвечает олигоклазу-андезину. Микроструктура основной массы гиалопилитовая, местами микролитовая. Вкрапленники глыбовой лавы в целом мельче, чем в лаве покровного типа, и больше раздроблены. Как правило, встречаются лишь обломки кристаллов плагиоклаза, кристаллы пироксенов благодаря небольшим размерам (0,1—0,3 мм) сохранились несколько лучше.

Немногие сохранившиеся кристаллы плагиоклаза имеют удлиненно-таблитчатую форму, в большинстве случаев совершенно прозрачны, оплавлены. Зональные кристаллы встречаются крайне редко, зональность прогрессивная с изменением состава зон от № 41 до № 70. Двойники обычно альбитовые и карлсбадские. По составу плагиоклаз относится к андезину с 46—49% Ап и лабрадору с 53—57% Ап.

Ромбический пироксен встречается в виде призматических зерен размером 0,1—0,3, редко 0,5 мм. В нем есть включения магнетита и коричневатого-бурого стекла. Он трещиноват и оплавлен. Плеохроизм заметный: светло-зеленый по Ng и розовато-бурый по Nr. $2V = -66^\circ$, -67° , что отвечает железистому бронзиту с 28—27% Fs.

Моноклинный пироксен образует короткопризматические вкрапленники с хорошо развитыми пинакоидальными гранями (100), обычно оплавлен и трещиноват, в проходящем свете буровато-коричневый. Количество его невелико. Изредка наблюдаются простые двойники по

(100). Иногда отмечаются аномалии в его погасании, обусловленные неустойчивостью химического состава (Пийп, 1956). По оптическим данным ($2V = -56-58^\circ$ и $cNg = 45-48^\circ$) пироксен отвечает кальциевым авгитам с составом $Wo\ 42-43$, $En\ 43$, $Fs\ 15-14\%$.

Лавы волнистого типа по структурным особенностям являются промежуточными, так как характеризуются признаками, присущими как покровному, так и глыбовому типам. Эти особенности проявляются в постепенных переходах структур от порфировых к витропорфировым, а микроструктур основной массы — от микролитовой и гиалопилитовой к гиалиновой и кристаллитовой, что находит свое отражение в морфологических особенностях лав. Макроскопически волнистые лавы заметно отличаются от глыбовых своим тонкопузыристым обликом; отличить их от покровных несколько сложнее, так как последние, особенно в нижнем горизонте, имеют примерно такой же облик. Отличительными признаками их могут служить существенно тонкопузыристое строение и меньшая пористость (30%). Микроскопически волнистые лавы характеризуются переходными структурами даже в пределах одного шлифа. Отдельные участки имеют типично порфировое строение, структура основной массы здесь гиалопилитовая или интерсертальная, другие — витропорфировое строение и основную массу гиалиновой или кристаллитовой структуры. Текстура течения выражена отчетливо. Стекло светло-коричневое с п. п. = $1,520 + 0,002$ в участках с витропорфировым строением и с п. п. = $1,520 - 1,527 + 0,002$ в порфировых структурах. В последних цвет стекла основной массы буроватого оттенка за счет магнетитовой сыпи. Микролиты основной массы в участках с порфировой структурой очень мелкие (30—40 μ) и как бы образуют войлок, пропитанный коричневато-бурым стеклом. В стекловатых структурах они отсутствуют или количество их чрезвычайно мало.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксеном, рудным минералом и характеризуются теми же особенностями, что и в лавах двух предыдущих типов. На участках с порфировой структурой они сохранились хуже; здесь по существу видны обломки фенокристаллов с острыми, слабо оплавленными гранями; в стекловатой структуре они сохранились лучше, но больше оплавлены. Количественно-минеральный состав лавы примерно следующий: плагиоклаз — 6—10, ромбический пироксен — 0,6—1,5, моноклинный пироксен — 0,2—1,5, рудный (магнетит) — 0,3—1,0, основная масса — 92,9—86,0%. Плагиоклаз по составу отвечает андезин-лабрадору с 45—53% Ап. Игольчатые микролиты плагиоклаза характеризуются андезиновым составом с 32—45% Ап. Ромбический пироксен представлен железистым бронзитом. По величине угла оптических осей ($2V = 69^\circ, -71^\circ$) отвечает 25—24 Fs. Моноклинный пироксен по значению $2V = 58-59^\circ$ и $cNg = 42^\circ$ относится к кальциевым авгитам — $Wo45$, $En42$, $Fs13\%$.

По химизму (см. табл. 32) и минеральному составу лавы всех трех потоков полностью идентичны и отвечают двупироксеновым андезито-дацитам. При сравнении с лавами предшествующих излияний отмечается их большая близость к потокам вязких лав излияния 1962 г.

Лавовые потоки 1964—1965 гг. Микроскопическое изучение лав как первого, так и второго потоков излияния 1964 г. показало их сходство с андезито-дацитовыми лавами ранних излияний.

Количественный минеральный состав потоков приведен в табл. 12.

Плагиоклаз вкрапленников в лаве обоих потоков 1964 г. выражен в виде крупных (0,5×1,0 мм) таблитчатых кристаллов или вкрапленников изометричной формы, размером 0,2×0,8 мм. В потоке, излившемся в марте, заметное количество вкрапленников имеет зональное строение, зональность прерывистая, постепенные переходы от зоны к зоне не характерны. Плагиоклаз мартовского потока содержит от 45 до 49% Ап,

Количественно-минеральный состав лав излияния 1964 г.

Минералы	Март	Май
Плагноклаз	16,5	13,1
Ромбический пироксен	2,0	2,3
Моноклинный пироксен	1,0	1,0
Рудный минерал	0,6	0,8
Основная масса	79,9	82,8

майского — от 47 до 49% Ап. Преобладающий закон двойникования альбитовый, реже карлсбадский и альбит-карлсбадский.

Ромбический пироксен образует идиоморфные кристаллы размером от 0,2 до 0,8 мм, он обладает четким плеохроизмом: по Ng бесцветный, слабо-зеленоватый; по Np — буровато-зеленый. Угол оптических осей ромбического пироксена первого потока равен 62—66°. FeSiO₃ — от 32 до 28%. Угол оптических осей ромбического пироксена второго потока 64—67°. FeSiO₃ — от 30 до 27% (Дир, Хауи, Зусман, 1966).

Моноклинный пироксен отмечен в виде единичных кристаллов короткостолбчатой формы размером до 0,2 мм в диаметре. Угол оптических осей моноклинного пироксена первого потока $2V=58^\circ$, $cNg=46^\circ$. По диаграмме Веселовской, состав пироксена Wo 43, Ep 43, Fs 14%. Оптические свойства моноклинного пироксена второго потока: $2V=59^\circ$, $cNg=45^\circ$; состав: Wo 45, Ep 42, Fs 13%. Включения в пироксене представлены рудным минералом и апатитом.

Основная масса состоит из желтовато-бурого стекла, насыщенного микролитами плагноклаза, ромбического и моноклинного пироксенов. Иногда стекло раскристаллизовано и содержит большое количество кристаллов и микролитов. Микролиты плагноклаза как в первом, так и во втором потоке отвечают андезину с 37—42% Ап. В лавах второго потока их больше, чем в первом, и они крупнее (до 80 м). Микролитов моноклинного пироксена больше, чем ромбического. В стекле основной массы обоих потоков много магнетита. Структура основной массы потоков несколько различна. В лавах первого потока преобладает микролитовая структура, во втором потоке — пилотакситовая; здесь в пустотах встречен кристобалит в виде агрегативного скопления (0,2×0,1 мм).

Лавовый поток, излившийся на склоны конуса в 1965 г., макроскопически и микроскопически не отличался от предыдущих потоков глыбового строения, поэтому петрографическое описание его нами не приводится. По химическому и минеральному составу лавы 1964 и 1965 гг. сходны с ранее излившимися вязкими лавами глыбового строения.

ФУМАРОЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВУЛКАНА

Эруптивные газы. Постоянные эксплозии доставляли на поверхность огромные массы газов. Отобрать пробу газа в момент взрыва и измерить его температуру пока технически невозможно. Представление о составе эруптивных газов дают анализы водных вытяжек из свежих пеплов и снега, собранных в окрестностях вулкана (табл. 13, 14).

Фумарольная деятельность. Опробовались фумаролы, характеризующие все типы лав. Пробы газов и конденсатов отбирались Е. К. Серафимовой и К. А. Скрипко по методике, разработанной Л. А. Башариной (1956). Кислая часть газов разделялась на месте соответствующими по-

Таблица 13

Состав водных вытяжек из пеплов и свежих лав Карымского вулкана
(в мг/100 г породы)

Компоненты	1	2	3	4
Катионы				
Na ⁺	—	—	8,30	1,73
K ⁺	—	—	—	0,70
Ca ²⁺	—	—	9,56	4,60
Mg ²⁺	—	—	1,68	0,50
Сумма	—	—	19,54	7,53
Анионы				
SO ₄ ²⁻	16,50	16,50	22,63	3,70
Cl ⁻	0,67	1,48	10,29	3,70
F ⁻	0,40	0,60	—	0,31
HCO ₃ ⁻	11,20	14,60	9,61	28,00
Сумма	28,77	33,18	42,53	35,71
Всего	—	—	62,07	43,24

Примечания: 1 — пепел взрыва 2 ноября 1962 г., собран в 2,5 км от кратера Карымского вулкана на восточном склоне кальдеры; 2 — пепел взрыва 5 ноября 1962 г., там же; 3 — пепел взрыва 11 мая 1963 г., Сухая Елизовская речка, в 5 км от Авачинской вулканической станции. Na⁺ + K⁺ определена по разности; 4 — лава излияния октября 1962 г. — 0,02, Br⁻ — 0,1, HNO₃ — 0,07, Li⁺ и Sr²⁺ — нет (аналитик Л. А. Комкова).

Таблица 14

Состав снега в районе Карымского вулкана (аналитик Е. К. Серафимова)

Место отбора проб	Дата	pH	Компоненты. $\frac{\text{мг/л}}{\text{мг-экв. \%}}$		
			Cl ⁻	F ⁻	SO ₄ ²⁻
Восточный борт кальдеры	4.XI 1962	4,1	14,54	1,4	28,80
			37,40	7,60	55,00
Воронка от бомбы	4.XI 1962	4,8	5,52	Нет	14,40
			33,40		6,60
Около потока глыбововой лавы	6.XI 1962	4,4	6,80	0,2	15,36
			36,60	1,80	61,60
Северо-западный борт кальдеры, в 3 км от кратера	25.V 1962	—	4,70	1,0	5,76
			43,45	17,25	39,30
Поток жидкой лавы	25.V 1963	3,4	26,55	1,80	21,00
			59,70	6,30	34,00
Сосульки с глыб близ потока глыбовой лавы	25.V 1963	3,4	78,10	6,00	304,40
			24,90	3,40	71,70

глотителями. Объем газа, взятого на анализ, определялся аспиратором. Здесь же измерялись температура газа и воздуха, а также атмосферное давление. Общий анализ газа проводился на газоанализаторе ВТИ-2 НГ. Определение HCl, H₂S и HF в поглотителях производилось классическими методами химического анализа. Все анализы были выполнены в лаборатории Института вулканологии (табл. 15, 16, 17).

Таблица 15

Химический состав газов с учетом воды, объемные % (аналитики К. А. Скрипко, Е. К. Серафимова)

Место взятия проб	Дата отбора проб. (1963 г.)	Температура фумарол, °С	H ₂ O	HCl	HF	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	N ₂ и др.	O ₂	SO ₂ +H ₂ S	HCl
											CO ₂	HF
Подушечные лавы	17.III	290	36,5	0,015	0,002	Нет	Нет	0,30	50,50	12,70	7,50
То же	21.V	137	86,5	0,0008	0,0304	0,0013	Не определялось			—	2,0	
» »	21.V	60	36,0	0,00	0,0316	0,0064	0,00	0,40	50,76	13,44	0,064	0,0
Глыбовый поток	25.V	650	Сл.	0,003	0,007	0,014	0,00	0,80	79,05	20,13	0,017	0,4
Лава волнистого типа	28.V	240	13,10	0,009	0,0309	0,007	0,0007	0,50	70,10	16,30	0,014	10,0
Лава покровного типа	25.V	550	83,0	—	0,07	—	—	—	14,64	2,30	—	—
То же	29.V	500	76,5	0,023	0,0039	0,014	0,007	0,40	22,20	2,48	0,24	25,5

Таблица 16

Химический состав фумарольных газов, отобранных на лавовых потоках Карымского вулкана без учета воды, объемные %

Место взятия	Дата отбора (1963 г.)	Температура фумарол, °С	HCl	HF	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	O ₂	N ₂ и др.	N ₂ O ₂	H ₂ O мг/л	Соотношение между парами воды и газами, %	
												пар	газ
Подушечные лавы*	17.III	290	0,023	0,003	Нет	Нет	0,444	20,00	79,53	4,00	460,0	36,5	63,5
То же	21.V	137	0,006	0,003	0,01	»	Нет	Нет	Нет	—	5150,0	86,5	13,50
» »	21.V	60	0,00	0,004	0,01	»	0,156	20,53	79,30	3,90	455,0	36,0	64,0
Глыбовый поток	25.V	650	0,003	0,007	0,014	»	0,796	20,13	79,05	3,90	Сл.	—	100,0
Лава волнистого типа	28.V	240	0,010	0,001	0,008	0,0001	0,500	18,72	80,76	4,35	124,0	13,4	86,9
Лава покровного типа	25.V	550	—	0,40	—	Нет	Нет	13,60	86,00	6,40	3902,0	83,0	17,0
То же	29.V	500	0,095	0,004	0,060	0,030	0,40	9,27	90,44	10,2	2620,0	76,5	23,5

* Аналитик К. А. Скрипко; в остальных случаях — Е. К. Серафимова

Состав конденсатов, отобранных на лавовых потоках вулкана Карымского
(аналитик Е. К. Серафимова)

Место отбора	Дата отбора (1963 г.)	Температура фумарол. °C	pH	Компоненты, $\frac{мг/л}{мг-экв. \%}$		
				Cl ⁻	F ⁻	SO ₄ ²⁻
Подушечные лавы	17.III	290	2,1	69,0 84,1	70 15,9	—
То же	21.V	137	1,6	812,24 67,00	60,00 12,08	11,5 0,92
» »	21.V	60	2,0	2,68 3,25	2,68 8,75	65,82 87,00
Глыбовый поток	25.V	650	0,40	14018,9 97,70	175,0 2,20	33,70 0,10
Лава волнистого типа	28.V	240	1,8	193,29 34,37	175,00 58,07	57,60 7,56
Лава покровного типа	25.V	550	0,61	9372,0 97,00	90,00 1,70	196,0 1,30

В кислой части всех газов преобладает CO₂. В значительном количестве отмечается HCl и HF, причем содержание первого возрастает в высокотемпературных фумаролах. HF во всех фумаролах распределяется равномерно, за исключением газов из глыбового потока, где количество его повышенное. В связи с тем что фумаролы Карымского вулкана приурочены к трещиноватым, иногда сильно пористым породам, все пробы газов загрязнены воздухом. Отношение N₂/O₂ везде выше, чем в воздухе (3,73), но особенно высоко оно в фумаролах жидких лав. Наибольший дефицит кислорода отмечается в высокотемпературных фумаролах. Это, вероятно, обусловлено расходом кислорода на окислительные части железа породы. В результате на значительной части поверхности лавовых потоков появляются ржаво-бурые пленки, а близ фумарол и трещин — корочки различной мощности, часто наблюдается сильное покраснение пористых пород на отдельных участках. С процессами окисления связан вторичный разогрев лав. Водяной пар — преобладающий компонент фумарол, и количество его находится в большой зависимости от атмосферных условий.

Конденсаты, отобранные параллельно с газами, значительно минерализованы (до 15 г/л), конденсаты высокотемпературных фумарол обогащены HCl, низкотемпературных — H₂SO₄. Во всех пробах в значительном количестве присутствует фтор.

Несоответствие состава кислой части фумарольных газов и их конденсатов объясняется, по всей вероятности, различной растворимостью HCl, HF, H₂S и O₂ в воде. Большинство конденсатов, за исключением пробы из низкотемпературной (60°) фумаролы подушечного потока, резко обеднено серой по сравнению с газами.

Фумарольные минералы. Для всех изученных лав Карымского вулкана характерно присутствие фумарольных минералов и неравномерное распределение их, как и фумарол, на потоках различных типов. Наибольшее количество возгонов наблюдалось на потоке подушечных лав, несколько меньшее — на лавах покровного типа и совсем незначительное — глыбового строения

Минеральный состав возгонов изучался Н. А. Зиненко (ВИМС) методом рентгенофазового анализа на дифрактометре УРС-50.

Фумарольные минералы представляют собой, как правило, сложные полиминеральные образования, которые могут создаваться в результате следующих процессов (Wolff, 1914): 1) простого возгона летучих компонентов лавы, 2) взаимодействия летучих между собой, 3) воздействия летучих на вмещающие породы, 4) преобразования газами ранее отложенных минералов. Все процессы чрезвычайно сложны, поэтому при изложении материала мы ограничимся лишь характеристикой минерального и химического состава возгонов, их количества и некоторых особенностей образования. Основными минералами фтористых возгонов на потоке подушечных лав Карымского вулкана являются ральстонит ($\text{Na}_x \text{Mg}_x \text{Al}_{c-x} \text{F}_{14} (\text{OH})_6 \cdot y \text{H}_2\text{O}$), хиолит ($\text{Na}_5 \text{Al}_3 \text{F}_{14}$), малладрит ($\text{Na}_2 \text{LiF}_6$) и сульфогалит ($\text{NaF} \cdot \text{NaCl} \cdot 2 \text{NaSO}_4$), а минералами-примесями — веберит ($\text{Na}_2 \text{Mg Al F}_7$). На глыбовых потоках преобладающий минерал фтористых возгонов — флюорит. С ним ассоциируют ральстонит, веберит, нашатырь (NH_4Cl); ангидрит (CaSO_4). В одном из образцов в ассоциации с перечисленными были обнаружены минералы, не встречающиеся в возгонах подушечных лав, а именно: криолит (Na_3AlF_6) и криптогалит [$(\text{NH}_4)_2 \text{Si} (\text{F}_6)$].

Основными минералами хлоридных соединений являются галит (NaCl), нашатырь (NH_4Cl), сильвин (KCl). Сульфаты представлены ангидритом (CaSO_4), бассанитом (CaSO_4), астраханитом ($\text{Na}_2\text{Mg} (\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), селенитом, гипсом ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Для последнего определены оптические константы: $\text{Ng} = 1,529$; $\text{Np} = 1,521$; $\text{Ng} - \text{Np} = 0,008$; $\text{cNp} = 39^\circ$; $2V = +25 - 39^\circ$.

Для рассматриваемых минеральных образований обычны следующие формы выделения.

Фториды могут встречаться в виде 1) скорлуповатых налетов, внутренние поверхности которых иногда представляют собой щетки мелких игольчатых кристаллов, а внешние имеют зернистое строение, или хрупких скорлупок, нередко полых, легких, с рыхлыми вогнутыми поверхностями; 2) кристаллических корочек со стекляннм блеском и 3) как сталагмитоподобные образования, имеющие иногда облик малахита благодаря сложной узорчато-слоистой окраске, тонкокристаллической структуре и раковистому излому, обычно равномерно окрашенные, со стекляннм блеском.

В отдельных участках возгоны имеют структуру, характерную для шлаков и пемз. Фториды возгонов окрашены в различные оттенки красного, розового, оранжевого, желтого, реже бурого цветов. Интенсивность окраски, как правило, увеличивается в направлении падения температуры газовой струи.

Хлориды образуют друзы из мелких кристаллов или крупнокристаллические агрегаты, непрозрачные кристаллические корочки и скорлуповатые налеты или рассеянные кристаллики со стекловатым блеском и раковистым изломом.

Цвет хлоридов преимущественно белый, реже оранжево-красный и желтоватый.

Сульфаты — длиннопризматические плоские и игольчатые кристаллы, прозрачные, со стеклянн-шелковистым блеском или рыхлые агрегаты мелких кристалликов. Цвет сульфатов варьирует от густо-желто-зеленого до слабо-желтоватого и белого.

Вокруг фумарол отмечается зональность минеральных образований, которая прежде всего проявляется в интенсивности окраски возгонов и форме их выделений. После определения их минерального состава представлялось возможным составить схему зональности фумарольных минералов (рис. 18).

Из приведенных данных о минеральном составе возгонов на Карымском вулкане представляется возможным сделать следующие выводы:

1. Среди fumarольных минералов особенно распространены фториды. Они образуются в наиболее высокотемпературную стадию остывания лавовых потоков дацитового состава. Менее развиты минералы хлоридов и сульфатов. Минералы фторидов представляют собой комплексные водные фтористые соединения — фтороалюминаты (ральстонит, хиолит, криолит, веберит) и фторосиликаты (криптогалит, маллардит) аммония, щелочных и щелочноземельных металлов, а также безводные фториды (флюорит). Хлориды представлены группой нашатыря и галита. Сульфаты представлены простыми безводными минералами группы ангидрита и простыми водными разностями группы астраханита, гипса и купоросов (милантерит). Среди фторидов хиолит и криолит обнаружены в fumarольных образованиях впервые; присутствие двух других (криптогалита и веберита) в возгонах камчатских вулканов ранее только предполагалось.

2. Подавляющее большинство всех fumarольных минералов и особенно фторидов было обнаружено на лавах подушечного и покровного типа, т. е. на жидких лавовых потоках низкой вязкости и большой газонасыщенности. Из фтористых минералов преобладает ральстонит в возгонах на жидких лавовых потоках. Следует отметить, что лавовым потокам низкой вязкости свойственны существенно ральстонитовые возгоны, а лавовым потокам высокой вязкости — существенно флюоритовые.

3. Зональность в распределении fumarольных минералов, по-видимому, является функцией температуры fumarольного газа.

4. Процесс образования фтороалюминатов в продуктах fumarольной деятельности, как показали Д. Н. Хитаров и Н. А. Зиненко и др. (1965), весьма схож с подобным процессом, протекающим в пегматитах и гранитах. И в том, и в другом случаях в системах высокотемпературных водных растворов отмечаются высокие концентрации Al, щелочных мета-

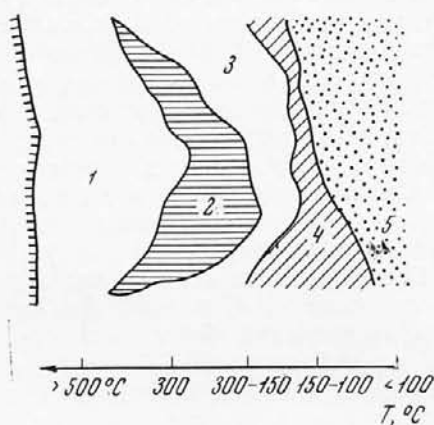


Рис. 18. Зональность минерального состава в ореолах фумарол

1 — возгоны преимущественно белого или розовато-белого цвета в виде сплошных налетов, плотные корочки, щетки мельчайших игольчатых кристалликов. Мощность выделений 1—1,5 мм. Минеральный состав: флюорит, ральстонит, веберит;
2 — возгоны бело-розового, нежно-розового, ярко-розового цветов, также в виде сплошных налетов и т. д. Мощность выделений 1—1,2 мм. Минеральный состав: нашатырь, криолит, хиолит, маллардит, криптогалит, ральстонит, галит;

3 — возгоны желтого, желто-зеленого цвета в виде корочек, друз. Мощность до 1 мм. Минеральный состав: нашатырь, ральстонит, селенит, ангидрит;
4 — возгоны ярко-желтого, ярко-желто-зеленого и зеленого цветов в виде натеков, друз, капелек. Минеральный состав: хиолит, сульфогалит, сера, гипс, ангидрит, астраханит;
5 — возгоны ярко-зеленого цвета в виде почковидных капелек. Минеральный состав: сера, гипс, ангидрит

лов и F, что вообще присуще пневматолитово-гидротермальным процессам. На этом основании независимо от того, образовались ли фтороалюминаты в результате переноса высокотемпературными растворами и последующего простого возгона или в результате взаимодействия фторсодержащих поровых растворов с лавами дацитового состава, можно предполагать образование в вулканическом очаге Карымского вулкана высокогазонасыщенных кислых расплавов.

Глава седьмая

ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕРЖЕНИЯ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНА в 1962—1965 гг.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНА

Плагиоклаз является основным породообразующим минералом. Содержание его в лавах достигает 16%. Во всех морфологических типах лав имеются вкрапленники двух типов: кристаллы широкой таблитчатой формы размером до 1,5—2 мм и кристаллы удлиненнотаблитчатой, иногда почти лейстовидной формы, размером 0,5—0,8 мм. Вкрапленники первого типа обычно зональны, сильно оплавлены, с заметным количеством включений коричневатобурого стекла. Второй тип характеризуется меньшей оплавленностью, большей степенью сохранности и микроиновым обликом. Зональность его обычно проявлена слабо или большей частью отсутствует. Подавляющее большинство вкрапленников первого типа по внешнему виду представляет собой остроугольные обломки, чаще всего встречается в вязких лавах глыбового строения, а также в промежуточных и центральных зонах подушечных лав. В зонах закалки («корочка закалки») подушечных лав больше хорошо сохранившихся вкрапленников первого типа. Как для первого, так и для второго типа вкрапленников характерно двойниковое строение. Наиболее часто альбитовое двойникование (49%, 87 замеров), затем карлсбадское (40%, 72 замера), альбит-карлсбадское (10%, 18 замеров), в двух случаях — эстерельское (1%). Плагиоклаз изученных лав характеризуется в основном андезиновым составом, от 47 до 49% Ап. Вкрапленники первого типа, количество которых невелико, более основные, состав их варьирует от андезина № 47 до лабрадора № 55. Вкрапленники второго типа отвечают андезину с составом 45—49% Ап. При сравнении модалного состава вкрапленников плагиоклаза с нормативным (андезито-дациты — 44% Ап и кислые андезиты — 48% Ап) следует отметить обогащенность первых аортитовой молекулой. Микролиты плагиоклаза практически присутствуют лишь в вязких лавах в виде тонких игольчатых кристалликов, по составу отвечающих кислому андезину от 33—35 до 41—42% Ап и, по-видимому, олигоклазу.

Ромбический пироксен постоянно присутствует во всех типах лав в количестве, не превышающем 3%. Вкрапленники характеризуются небольшими размерами (0,1—0,5 мм) и хорошо выраженным идиоморфизмом, как правило, свежие, прозрачные, имеют форму вытянутых по [001] призм. Плеохроизм ясный: от светло-зеленого по Ng до розоватобурого по Np. По оптическим свойствам ромбический пироксен относит-

ся к гиперстен-бронзитам с содержанием Fs от 31 до 22%. Общее направление эволюции вкрапленников ромбического пироксена выражается в некотором увеличении содержания железа по мере возрастания SiO_2 . Наиболее часто $2V$ равняется $-64-66^\circ$ (дациты, андезиты-дациты) и $69-71^\circ$ (андезиты).

Моноклинный пироксен. Количество его примерно постоянно во всех типах лав и составляет 0,5—2,0%. Встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе. Вкрапленники характеризуются небольшими размерами (в среднем 0,3—0,5 мм) и четким идиоморфизмом. Кристаллы, как правило, короткостолбчатого облика с хорошо развитыми гранями пинаконда (100). Судя по оптическим свойствам, химический состав клинопироксенов в процессе эволюции лав от андезитов 1962 г. до андезиты-дацитов последующих извержений 1963—1965 гг. несколько изменяется.

Наиболее часто встречаются значения $2V$, равные 55 и $57-59^\circ$, причем $2V=55^\circ$ в основном соответствует двупироксеновым андезитам, излившимся в 1962 г., а $2V=57-59^\circ$ свойствен лавам поздних излияний преимущественно андезиты-дацитового состава. Это изменение угла оптических осей, а следовательно, и химического состава, выражается в увеличении содержания кальция и некотором уменьшении — Mg и Fe. Моноклинный пироксен лавовых потоков извержения 1962—1965 гг. во вкрапленниках явно тяготеет к составу $\text{Wo}_{45}, \text{En}_{42}, \text{Fs}_{13}\%$.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАВ И ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ ВУЛКАНА КАРЫМСКОГО

Химический состав лав и пирокластических продуктов извержения 1962—1965 гг. определялся по 23 полным силикатным анализам, выполненным в Институте вулканологии СО АН СССР. Для выяснения общих петрохимических особенностей и эволюции химического состава лав были вычислены средние химические составы эффузивов и подсчитаны дополнительные характерные величины: δ , alk , si , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, F (табл. 18, 32).

Как следует из табл. 18, все лавовые потоки Карымского вулкана извержения 1962—1965 гг. отвечают кислым двупироксеновым андезитам, андезиты-дацитам и дацитам и относятся к обычным тихоокеанским известково-щелочным породам. Показатель родства, индекс Ритмана (1964), лежит в пределах 2,05—2,27 и свидетельствует о том, что данные породы относятся к среднему тихоокеанскому известково-щелочному ряду. Для всех лав характерно резкое и устойчивое преобладание натрия над калием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ составляет 0,36—0,39). Общая сумма окислов Al_2O_3 , Na_2O и K_2O для всех лав относительно постоянна и равна 22,49—23,21. Известково-щелочной индекс Куно (Куно, 1959), значение которого почти постоянно для андезитов и андезиты-дацитов (14,38—14,59), резко изменяется в дацитах (10,80). Общая железистость (F) резко возрастает, составляя в кислых андезитах и андезиты-дацитах 61,4—60,1%, а в дацитах — 66,9%, в то время как содержание MgO и CaO , особенно первого, резко уменьшается, что не отвечает нормальному процессу дифференциации.

Изменение содержаний различных окислов с повышением кислотности отражено на диаграмме Харкера (рис. 19), на которой видно, что наиболее кучное расположение точек характерно для лав андезитового и андезиты-дацитового состава; для лав дацитового состава этого не наблюдается. Положение вариационных кривых отражает почти нормальное поведение главных породообразующих окислов по мере повышения SiO_2 . Следует отметить только одну особенность: для подушечных лав и

Средний состав лав извержения 1962—1965 гг. вулкана Карымского

Компоненты	Андезит	Андезито-дацит	Дацит	Компоненты	Андезит	Андезито-дацит	Дацит
SiO ₂	61,43	62,39	63,37	Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому			
TiO ₂	1,08	0,94	1,43				
Al ₂ O ₃	16,89	16,90	15,69				
Fe ₂ O ₃	2,37	1,96	2,42				
FeO	3,75	3,78	3,55				
MnO	0,13	0,17	0,45				
MgO	2,07	2,06	1,51				
CaO	5,73	5,17	4,46				
Na ₂ O	4,53	4,57	4,86				
K ₂ O	1,66	1,74	1,94				
H ₂ O ⁺	0,29	0,21	0,26				
H ₂ O ⁻	0,09	0,11	0,13				
P ₂ O ₅	0,02	0,11	0,01				
SO ₃	0,08	—	—				
П.п.п.	0,01	—	0,69				
Сумма	100,13	100,41	99,87	Средние	11	7	5
				Характерные величины			
				σ	2,07	2,05	2,27
				<i>alk</i>	23,08	23,21	22,49
				Si	14,38	14,59	10,80
				K ₂ O/Na ₂ O	0,36	0,38	0,39
				F (мол. %)	61,4	60,1	66,9

лав покровного и волнистого типа характерно наиболее высокое содержание суммы Na₂O + K₂O и низкое — MgO.

При рассмотрении положения роя фигуративных точек на диаграмме А. Н. Заварицкого отчетливо видно (рис. 20), что точки, отвечающие лавам подушечного и волнистого типа (точки 107, 112, 91, 94), занимают верхнее и крайнее правое положение относительно всего роя. Эта закономерность не случайна и, по-видимому, показывает, что появление дацитовых лав является скачком в процессе дифференциации, при котором достаточно быстро и резко образуется газонасыщенный, сравнительно легкий кислый силикатный расплав. Анализ положения и характер векторов на диаграмме свидетельствуют о том, что химические особенности лав полностью отвечают их минеральному составу.

Рассматривая треугольную вариационную диаграмму MgO—Fe₂O₃+FeO—Na₂O+K₂O (рис. 21), следует отметить сгущение точек для лав андезитового и андезито-дацитового состава и явное тяготение его к щелочному углу диаграммы. Для сравнения на диаграмму нанесены точки, отвечающие лавам древней постройки (15), и лавы голоценового возраста современного конуса (14). Точки, соответствующие лавам извержения 1962—1965 гг., ложатся в поле пород гиперстеновой серии и полностью совпадают с роем точек, отвечающим лавам предыдущих извержений. Характерно, что точки, характеризующие дацитовые лавы, располагаются на границе или в поле пород пижонитовой серии, тяготея к нижней части диаграммы.

Таким образом, рассмотренные петрохимические особенности лав извержения 1962—1965 гг. позволяют сделать следующие выводы.

1. Изученные лавы относятся к двупироксеновым кислым андезитам, андезито-дацитам и дацитам. Фигуративные точки этих лав располагаются в поле диаграммы, отвечающему по составу кислым андезитам и

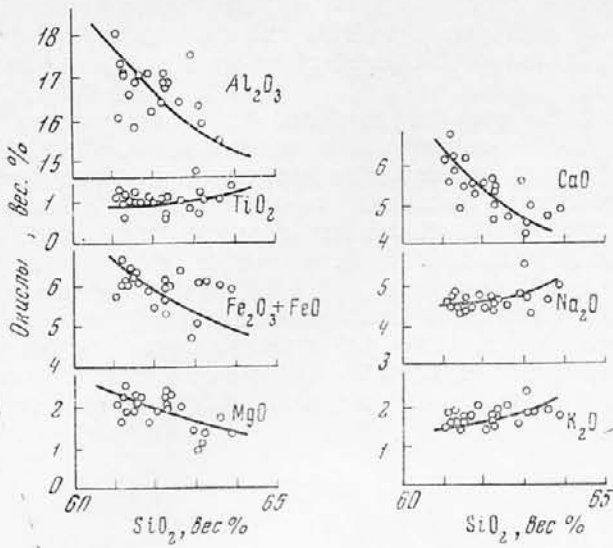


Рис. 19. Вариационная диаграмма Харкера для главных породообразующих окислов в лавах извержения 1962—1965 гг.

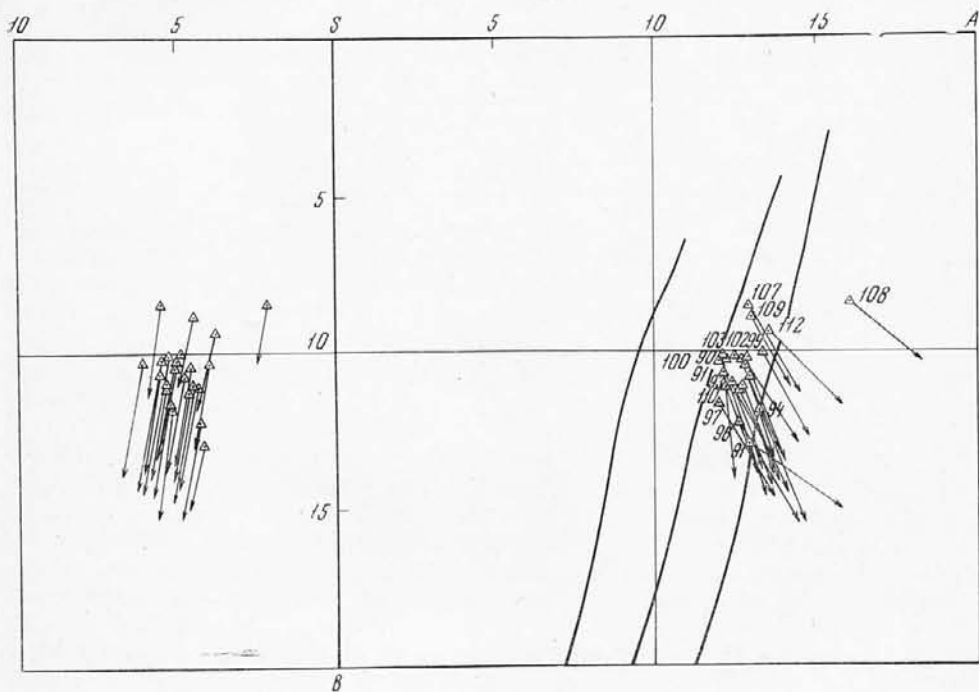


Рис. 20. Петрохимическая диаграмма продуктов извержения 1962—1965 гг.

дацитам, и соответствуют среднему тихоокеанскому известково-щелочному ряду пород, являясь более щелочными в крайне кислых дифференциатах.

2. Расположение роя фигуративных точек лав кислых андезитов и андезито-дацитов на одной и той же вариационной кривой свидетельствует о нормальной магматической дифференциации в ряду кислые андезиты — андезито-дациты. Выпадение из этого роя фигуративных точек дацитов, отвечающих газонасыщенным жидким лавам, указывает на резкое нарушение нормальной дифференциации, которое может быть вызвано как частичной ассимиляцией близповерхностных гранитоидных пород, так и изменением парциального давления кислорода в вулканическом канале (Osborn, 1959). Об этом же свидетельствует изменение значений характерных величин (δ , Si, F) на границе составов андезито-дацит—дацит, в то время как содержание SiO_2 изменяется всего от 62 до 63%.

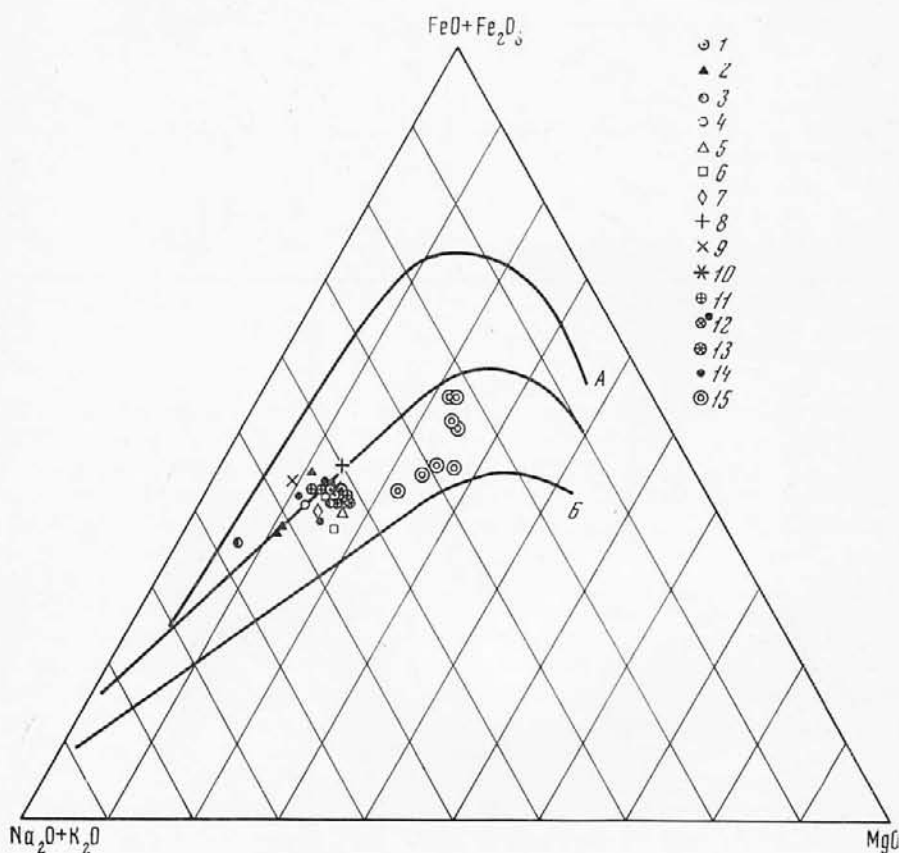


Рис. 21. Диаграмма $\text{MgO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для продуктов извержения 1962—1965 гг.

- | | | |
|------------------------------|---------------------|--|
| 1 — лава 1962 г.; | 8 — пепел 1962 г.; | 14 — лавы современного конуса полоценового (Q_1) возраста; |
| 2 — подушечные лавы 1963 г.; | 9 — пепел 1964 г.; | 15 — лавы кальдеры; |
| 3 — лавы покровного типа; | 10 — пепел 1965 г.; | А — пижонитовая серия, |
| 4 — глыбовые лавы 1963 г.; | 11 — бомбы 1962 г.; | Б — гиперстеновая серия (по Куно) |
| 5 — лавы волнистые 1963 г.; | 12 — бомбы 1963 г.; | |
| 6 — лавы 1964 г.; | 13 — бомбы 1964 г.; | |
| 7 — лавы 1965 г.; | | |

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ

По генетическим признакам твердые продукты извержения делятся на две группы: 1) лавы, пеплы, пемзы и 2) фумарольные минералы.

Геохимические особенности фумарольных минералов — своеобразный индикатор двух процессов: глубинного (газовый состав в какой-то мере отражает состав летучих исходного расплава) и поверхностного, — из которых первый, как нам представляется, играет решающую роль.

Для выяснения распределения и концентрации микроэлементов было выполнено 22 (для первой группы) и 16 (для второй) валовых приближенных количественных спектральных анализов. На Cu, Ti, V, Mn, Ni, Co, Zn, As, Mo, Bi, Tl, Be и F выполнены количественные анализы. Методом фотометрии пламени на Li, Rb, Cs, Na и K выполнено 36 анализов, из них 17 по образцам первой группы. Кроме того, сделано 4 количественных химических анализа на Li, Rb, Cs, Na и K для различных морфологических типов лав¹.

ЛАВЫ, ПЕПЛЫ, ПЕМЗЫ

Распределения микроэлементов в твердых продуктах извержения приведены в таблицах 19, 20, 21 (цифры в табл. 21 — средняя арифметическая всех определений).

Таблица 19

Содержание Li, Rb, Cs, K и Na в лавах Карымского вулкана
(по данным химического анализа),
Аналитик Н. И. Тихомирова

Содержание, в %					
Li	Rb	Cs	K	Na	K/Rb
0,0008	0,021	0,0004	1,31	3,45	62,3
0,0003	0,003	0,0003	1,19	3,38	396
0,0004	0,003	0,0002	1,53	3,45	510
0,0001	0,0037	0,0002	1,49	3,21	402

Примечания: 1 — обр. 1079, лава подушечного типа; 2 — обр. 1080, лава глыбового строения, май 1963 г.; 3 — обр. 1082, лава глыбового строения, май 1964 г.; 4 — обр. 2200, лава глыбового строения, май 1964 г.

Элементы группы железа. Количество Mn и V в лавах и вулканических бомбах равно или несколько больше кларкового², в пеплах и пемзах — на порядок меньше. Содержание Ti, Sr, Co обычно на порядок ниже кларковых или равно им (Co 0,001—0,002%). Концентрация Sc по сравнению с мировыми стандартами в большинстве случаев на порядок выше: в лавах — 0,002, в пемзах, пеплах и вулканических бомбах — 0,0005—0,0003%.

Группа малых петрогенных элементов. По данным химического анализа лития содержится в лавах на порядок ниже, чем по Кларку; по данным фотометрии пламени — меньше в два раза. Среднее содержание в лавах 0,0012%.

¹ Спектральные приближенные количественные анализы выполнены в лабораториях ИГиГ СО АН СССР и Центральной лаборатории прикладной геохимии МГ; анализы методом фотометрии пламени — в ГЕОХИ АН СССР, химические — Центральной лаборатории прикладной геохимии МГ.

² Кларковые значения по А. П. Виноградову (1962).

Содержание Li, Rb, Cs, K и Na в лавах Карымского вулкана
(по данным фотометрии пламени). %

Li	Rb	Cs	Na	K	Mg	K/Rb	Li/Mg
0,001	0,0024	0,00009	3,19	1,39	0,83	579	1,2
0,00125	0,0023	0,00009	3,32	1,51	0,87	656	1,4
0,0012	0,0029	0,0001	3,43	1,29	He опр.	444	
0,0082	0,0026	0,0001	3,40	1,25	» »	480	
0,0013	0,0025	0,0004	3,10	1,30	» »	520	
0,0011	0,0021	0,00009	3,22	1,41	2,23	671	0,49
0,0012	0,0022	0,0001	3,44	1,22	He опр.	554	
0,0016	0,0023	0,0003	3,07	1,07	1,20	465	1,3
0,0013	0,0026	0,0001	3,41	1,23	He опр.	473	
0,0011	0,0026	0,0001	3,40	1,26	» »	484	
0,0012	0,0024	0,0001	3,52	1,44	» »	600	
0,0016	0,0027	0,0005	3,48	1,39	» »	514	
0,0044	0,0013	0,0005	3,55	1,39	» »	1069	
0,0017	0,0027	0,0009	3,52	1,29	» »	477	
0,001	0,0024	0,00009	3,15	1,34	1,22	558	0,8
0,001	0,0023	0,00009	3,18	1,32	» »	574	
0,0012	0,0023	0,0001	3,17	1,39	» »	604	

Примечания: 1 — сбр. 985, лава подушечная, январь 1963 г.; 2 — сбр. 980, лава подушечная, январь 1963; 3 — сбр. 1079, лава подушечная, январь 1963; 4 — сбр. 1080, лава глыбового строения, 1963 г.; 5, 6, 7 — сбр. 942, 945, 1081, лава глыбового строения, март 1964 г.; 8—14 — сбр. 957, 1082, 2200, 2800; 31, 34, 35 — лава глыбового строения, май 1964; 15 — сбр. 1600, лава глыбового строения, январь 1965 г.; 16 — сбр. 726, лава глыбового строения, январь 1965 г.; 17 — сбр. 723, пемза дацитового состава взрывов 11 мая 1963 г. Аналитики В. Ф. Калинина, Ю. Б. Холина.

В ходе дифференциации магмы геохимическое поведение лития обусловлено поведением Mg, Na и летучих. Количество магния в подушечных лавах дацитового состава составляет 0,83—0,87%, в то время как в глыбовых лавах его больше — 1%. Увеличение значения Li/Mg свидетельствует об относительном обогащении расплава Li в ходе дифференциации магмы, в результате которой образовался газонасыщенный остаточный расплав.

Рубидий. Содержание его в вязких лавах глыбового строения колеблется от 0,0018 до 0,0027%; в жидких лавовых потоках подушечного строения — от 0,0023 до 0,0029%. Значение K/Rb довольно устойчиво и колеблется в пределах 440—770.

Цезий. Концентрации его не превышают 0,009%, обычно составляя 0,0001%.

Бериллий. Содержание бериллия неравномерно, но в среднем отвечает кларковому (0,0001%).

Стронций. В лавовых потоках и вулканических бомбах концентрация его обычно близка к кларковому, иногда равна 0,08% (в лаве октября 1962 г.). В целом количество стронция постоянно и в 2—3 раза ниже кларкового (0,02—0,05%).

Барий. Распределение его сходно с распределением стронция.

Группа редких элементов. Содержание и т т р и я колеблется от 0,0003 до 0,003%, л а н т а н а — от 0,0007 до 0,002%.

Цирконий находится в породах в пределах 0,002—0,007%, что на порядок ниже кларкового значения.

Галлий — постоянно отвечает кларковому содержанию (0,002%).

Средние содержания малых элементов в лавах, пеплах и пемзах вулкана Карымского, %

Элементы	Лавовые потоки глыбового строения				Пеплы			Пемзы и вулканические бэмбы		
	X.1963 г.	V.1963 г.	20.V 1964 г.	лавовые потоки подушечного строения I 1963 г.	1962 г.	1963 г.	1964 г.	11.V 1963 г.	1963 г.	1964 г.
Mn	0,05	0,08	0,22	0,08	0,08	0,06	0,06	0,04	0,2	0,16
Ti	0,3	0,32	0,38	0,4	0,2	0,2	0,25	0,15	0,4	0,7
Cr	0,0005	0,00056	0,00095	0,0007	—	—	—	0,0004	0,0002	0,00026
V	0,005	0,007	0,012	0,007	0,008	0,008	0,008	0,004	0,01	0,01
Ni	0,0005	0,0011	0,0007	0,001	0,0002	0,0002	0,0002	0,0003	0,0009	0,0007
Co	0,0008	0,001	0,0021	0,001	0,001	0,001	0,0015	0,0005	0,003	0,002
Sc	0,002	0,002	0,002	0,002	0,0005	0,001	0,0009	0,0003	0,0003	0,0017
Be	0,0003	0,0001	0,00005	0,0001	—	0,0003	0,00018	0,00005	—	0,00003
Sr	0,08	0,07	0,032	0,07	0,02	0,05	0,045	0,035	0,025	0,047
Ba	0,03	0,03	0,017	0,04	0,02	0,03	0,028	0,055	0,025	0,023
Y	0,003	0,0025	0,0018	0,0016	0,0008	0,002	0,0015	0,0008	0,0008	0,0023
La	0,002	0,001	0,0002	0,001	сл.	0,001	0,0008	—	не обн.	0,0007
Zr	0,01	0,0074	0,006	0,006	0,002	0,005	0,0042	0,0045	0,003	0,0067
Ga	0,002	0,0022	0,0018	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,0025	0,003
Yb	0,0003	0,00025	0,0002	0,00025	0,0003	0,0001	0,0002	0,00005	0,0001	0,00023
Ge	—	0,00002	0,00002	—	0,0001	0,0001	0,00005	0,00005	0,00005	0,00023
Nb	не обн.	не обн.	сл.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Cu	0,003	0,004	0,0046	0,004	0,003	0,005	0,004	0,003	0,0051	0,007
Zn	0,05	0,025	0,0096	0,018	0,008	0,006	0,007	0,004	0,014	0,01
Pb	0,0005	0,0004	0,00046	0,0004	0,0006	0,0006	0,0006	0,0007	0,0009	0,0013
Ag	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,0001	—	—	сл.	сл.	сл.
Mo	0,0002	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,00022	0,00015	0,0004	0,00036
n	0,0001	0,00012	не обн.	0,0001	не обн.	не обн.	не обн.	0,00005	не обн.	0,0001
Число анализов	10	5	6	6						

Иттербий, германий, таллий, ниобий. Количество первых двух элементов меньше кларкового. Содержание таллия в среднем составляет 0,0001—0,0002%, ниобий не обнаружен.

Группа цветных металлов. Содержание меди постоянно выше кларковых значений (0,003—0,007%).

Цинк в лавах содержится около 0,05% и меньше, местами превышает кларковые количества. В пемзах он составляет до 0,004%.

Свинец характеризуется аномально низкими, по сравнению с кларковыми, значениями (0,0004—0,001%).

Серебро отмечено в количествах 0,0001%.

Молибден определен количественным спектральным анализом в лавах (0,00023—0,00027%). Содержание его в 10 раз больше кларкового.

Олово отмечается в количествах 0,0001—0,00005%.

ФУМАРОЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Геохимия фумарольных минералов для лав базальтового и андезитового составов в некоторой степени была изучена ранее (Набоко, 1959), чего нельзя сказать о лавах андезито-дацитового и дацитового составов. Часть минералов, собранных нами из андезито-дацитовых и дацитовых лав вулкана Карымского, после определения их минерального вида была подвергнута качественному, приближенному количественному и количественному (10% проб) спектральным анализам. Результаты анализов приведены в табл. 22—26. Качественный спектральный анализ показал следующее распределение микроэлементов: во фторидах — Be, Ti, Cu, Zn, Rb, Ag, Mo, Sn, Bi, W, As, V; в хлоридах — Ni, Co, Li, Be, La, Ti, Cu, Zn, Ag, Mo, Pb, Sn, B, P; в сульфатах — Ni, Co, Be, Cu, Zn, Ag, Mo, Cd, Sn, B.

Судя по данным таблиц 22—26 (в табл. 22, 24 для сравнения даны концентрации микроэлементов в подушечных лавах), элементы группы железа Mn, Ti, Cr, V, Ni, Co, Sc не образуют сколько-нибудь заметных концентраций в фумарольных минералах. Только в сульфатах отмечено повышенное содержание V (в 1,4 раза больше, чем в лавах).

В малую петрогенную группу входят Li, Rb, Be, Cs, Sr, Ba. Два последних практически не накапливаются в возгонах, стронция больше (в 1,1 раза) во фторидах и (в 1,4 раза) хлоридах; барий не обогащается. Концентрация Li, Rb, Be и Cs более высокая. Максимальное содержание лития в хлоридных минералах составляет 0,33% по весу, что соответствует почти 250—300-кратному обогащению по сравнению с лавой. Рубидия в возгонах хлоридов около 0,04—0,05%, т. е. в 35—20 раз больше, чем в лавах. Распределение Be в возгонах очень неравномерное; в возгонах фторидов максимальная концентрация его 0,003%, при содержании в лавах 0,0001%, что соответствует 30-кратному обогащению. В возгонах хлоридов максимальное содержание Be составляет 0,022%, т. е. соответствует 220-кратному обогащению; в минералах сульфатов количество Be лишь в 6 раз больше, чем в лавах. Особенно больших концентраций в возгонах хлоридов достигает цезий (0,15%), что соответствует обогащению примерно в 1000—1500 раз по сравнению с лавами (0,0001%). Высокое содержание лития, рубидия и цезия установлено практически во всех анализированных образцах хлоридов щелочных металлов и наиболее высокое — на лавовом потске подушечного типа, т. е. на жидких газонасыщенных дацитовых лавах.

Элементы редкометальной группы — Y, La, Ga, Yb, Ge, Tl, Zr — постоянно находятся в повышенных концентрациях. Количество их в возгонах в 2—5 раз больше, чем в лавах, а таллия — в 25—380 раз

Эле- менты	Фториды				Хлориды							Сульфаты			Лава	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Mn	0,06	0,03	0,05	0,08	0,08	0,03	0,06	0,04	0,06	0,08	0,08	0,01	0,1	0,1	0,08	0,08
Ti	0,5	0,4	0,5	0,5	0,7	0,4	0,4	0,5	0,5	0,7	0,5	0,1	0,5	0,5	0,5	0,4
Cr	—	—	—	—	0,0004	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0037
V	0,005	0,003	0,005	—	0,003	0,002	0,003	0,005	0,006	0,008	0,006	0,002	0,01	0,01	0,02	0,007
Ni	0,0002	—	0,0002	—	0,0002	0,0001	—	—	0,0005	—	0,0001	—	0,0003	0,0002	0,001	0,001
Co	0,0003	0,0001	0,0005	0,001	0,0005	0,0001	0,0005	0,0003	—	0,0008	0,0001	—	0,0005	0,0003	—	0,001
Sc	0,002	—	0,002	—	0,002	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,002
Be	0,0002	—	0,003	0,003	—	0,0002	0,0001	0,0032	0,0001	0,0001	—	0,001	0,003	—	0,0001	0,0001
Sr	—	0,08	0,03	—	0,03	—	0,005	0,03	0,03	0,08	0,1	—	0,003	0,05	0,03	0,07
Ba	0,03	—	0,02	0,003	0,05	0,002	0,002	—	0,02	0,04	0,04	—	0,02	0,01	0,02	0,04
Y	0,003	0,003	0,002	—	0,003	0,002	—	0,002	0,003	0,002	0,008	—	—	0,005	0,003	0,0016
La	—	0,005	0,003	—	0,003	0,001	0,002	—	0,005	—	0,005	—	0,001	0,001	0,005	0,031
Zr	—	0,002	0,02	0,02	0,01	—	—	—	—	—	0,008	0,001	0,01	0,02	0,008	0,006
Ga	0,02	0,0003	0,002	—	0,002	0,0005	—	—	0,002	—	0,003	0,003	0,001	—	—	0,002
Yb	0,0003	0,0005	0,0003	0,0005	0,0003	0,0002	—	—	0,0003	0,0003	0,0007	—	0,0003	0,0005	0,0003	0,00025
Ge	0,0001	—	0,0001	0,0001	—	—	—	—	—	0,0001	—	—	—	—	—	He обл.
Tl	0,002	0,008	0,002	0,001	—	—	—	—	0,02	—	0,002	0,02	0,002	0,5	0,1	«
In	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,006	0,0005	0,003	0,003	0,006	«
Cu	0,002	0,0008	0,001	0,002	0,001	0,0006	—	—	0,001	0,002	0,0008	0,003	0,002	0,02	0,03	0,004
Zn	0,005	0,003	0,005	0,008	0,005	0,001	0,002	0,008	0,003	0,004	0,008	0,1	0,3	0,3	0,5	0,018
Cd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	0,005	0,003	0,01	He обл.
Pb	0,0006	0,004	0,0005	0,0008	0,0005	0,0001	—	0,01	0,0008	0,0008	0,0005	0,01	0,2	0,2	0,3	0,0004
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0001	—	0,0002	He обл.
Mo	0,0002	0,002	0,0003	0,0003	0,0002	0,0001	0,0005	0,0002	0,0002	0,0003	0,0003	0,002	0,005	0,01	0,01	0,0002
Sn	—	0,001	0,0001	—	—	—	—	—	0,0005	—	0,2	0,002	0,01	0,0008	0,01	0,0004
Bi	0,0001	0,004	0,0003	—	—	—	—	0,002	0,0003	0,0001	0,02	0,02	0,008	0,02	0,05	He обл.
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,01	0,02	«
B	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	0,01	—	—	1,0	—

*9

88

Примечания: фториды, хлориды, сульфаты возгоны — с преобладанием соответственно фторидных, хлоридных, сульфатных минералов. 1—обр. 218; 2—обр. 422; 3—обр. 221; 4—обр. 221; 5—обр. 316; 6—обр. 217; 7—обр. 205; 8—обр. 215; 9—обр. 218/1; 10—обр. 424; 11—обр. 209; 12—обр. 413; 13—обр. 263; 14—обр. 423; 15—обр. 421; 16—лавовый поток подушечного строения. Все образцы возгонов собраны из лав подушечного типа. Аналитик Н. В. Арнаутов

Содержание Li, Rb, Cs, Na и K в хлоридных фумарольных минералах вулкана Карымского (в вес. %, по данным анализа методом фотометрии пламени)

Номер пробы	Li	Rb	Cs	Na	K	K/Rb
1	0,025	0,0082	0,0311	31,02	0,75	91
2	0,279	0,0420	0,0583	43,13	2,90	69
3	0,02	0,0073	0,0047	28,94	0,75	100
4	0,007	0,0082	0,0091	30,42	0,41	50
5	0,153	0,0062	0,0091	28,19	1,66	278
6	0,027	0,0101	0,0123	27,16	5,81	575
7	0,056	0,0082	0,0078	28,19	1,41	170
8	0,093	0,0064	0,0066	30,72	0,66	100
9	0,33	0,0082	0,0060	32,34	1,83	223
10	0,0012	0,001	0,1510	17,29	0,40	400
11	0,008	0,0082	0,0226	24,93	0,25	30
12	0,01	0,021	0,0046	32,86	0,41	20
13	0,05	0,046	0,0055	26,50	1,80	39
14	0,012	0,013	0,0016	30,54	0,18	14
15	0,015	0,05	0,0065	30,97	0,87	17
16	0,027	0,005	0,0007	33,10	0,18	36
17	0,04	0,004	0,0008	30,18	0,15	37
18	0,009	0,004	0,0013	32,57	0,22	55
19	0,025	0,004	0,0005	27,63	0,41	125

Примечания: 1—9 — подушечные лавы; 10—11 — глыбовый поток 1963 г.; 12—19 — глыбовый поток, май 1964 г. Аналитик В. Ф. Калинин.

Таблица 24

Содержание некоторых малых элементов в фумарольных минералах вулкана Карымского (в %, по данным количественного спектрального анализа)

Элементы	Фториды		Хлориды		Сульфаты	Лавы
	1	2	3	4	5	
Mn	0,02	0,064	0,037	0,082	0,076	0,08
Ti	0,47	0,47	0,26	0,54	0,53	0,4
V	0,001	0,0048	0,006	0,009	0,011	0,007
Ni	0,0003	0,0003	0,0004	0,00055	0,0012	0,001
Co	0,0002	0,00037	0,00041	0,00081	0,00063	0,001
Cu	0,0011	0,0016	0,0017	0,022	0,013	0,004
Zn	0,1	0,0012	0,0045	0,1	0,1	0,018
Mo	—	—	—	0,0072	0,00056	0,0002
Bi	—	—	0,001	—	0,00048	—
As	0,055	0,11	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	0,57	—	—	—

Примечания: 1 — обр. 422; 2 — обр. 221; 3 — обр. 424; 4 — обр. 263; 5 — обр. 421. Все образцы возгонов собраны из лав подушечного типа. Аналитики — Н. В. Арнаутов, Н. Л. Классен, А. П. Перфильев.

Т а б л и ц а 25

Содержание таллия в фузарольных минералах вулкана Карымского
(аналитик В. Ф. Калинина)

Минерал	Tl, вес. %	Минерал	Tl, вес. %
Хиолит и ральстонит	0,0104	Галит	0,0015
Ральстонит	0,0034	Галит	0,0012
Сульфогалит и хиолит	0,038	Галит	0,0051
Хиолит и ральстонит	0,032	Галит	0,0016
Галит	0,0105		

(максимальные содержания таллия во фторидах 0,038%, высокотемпературных сульфатах — 0,033% и хлоридах — 0,01%, что соответствует 380-, 330- и 100-кратному обогащению), и лишь только германий не имеет тенденции к накоплению.

Элементы группы цветных металлов — Cu, Zn, Cd, Pb, Mo, Sn, Bi, As — постоянно присутствуют во всех минеральных видах возгонов, но в заметно повышенных концентрациях — в хлоридах и сульфатах. В сульфатах содержание меди в 5 раз больше, чем в лавах; цинка в хлоридах и сульфатах — в 10 раз. Особенно заметны концентрации Pb, Mo, Sn. Максимальное содержание свинца во фторидах 0,004, в хлоридах — 0,01, в сульфатах — 0,3%, что соответствует 10-, 25- и 750-кратному обогащению. Концентрации молибдена также соответствуют 10-, 25- и 50-кратному обогащению. Максимальное количество олова во фторидах 0,001, в хлоридах — 0,2, в сульфатах — 0,01, а в лавах — 0,0001%, что соответствует 10-, 2000- и 100-кратному обогащению.

Элементы магматических эманаций Р и В также содержатся в повышенных концентрациях.

Т а б л и ц а 26

Содержание Be и F в фузарольных минералах вулкана Карымского, вес. %
(аналитики — Н. С. Голицина, В. Ф. Калинина, Э. Т. Эрлих)

Минерал	Be	F
Фториды		
ральстонит, хиолит	0,0004	11,20
хиолит, ральстонит	0,0037	24,90
ральстонит, ангидрит, хиолит, сульфогалит, малладрит	0,0077	15,05
флюорит	0,0030	22,45
ральстонит, флюорит	Сл.	14,40
Хлориды		
галит	Сл.	0,31
галит	Не обн.	1,41
галит	0,0001	1,05
галит	0,022	0,66
галит, астраханит	0,011	Сл.
Сульфаты		
астраханит	Не обн.	0,77
астраханит	» »	0,56
астраханит	0,0006	Не обн.
астраханит	Не обн.	0,38

Таким образом, изучение распределения микроэлементов в пеплах, пемзах и фумарольных минералах Карымского вулкана позволило установить следующее.

1. Характерными малыми элементами для лав извержения 1962—1965 гг. являются Mn, V, Sc, Li, Pb, Cs, Be, Y, La, Tl, Cu, Zn, Mo.

2. Геохимический состав лав отражает особенности кислой магмы, выражающиеся в понижении содержания элементов группы железа и увеличении элементов группы редких и цветных металлов.

3. В фумарольных минералах дацитовых лав вулкана Карымского отмечаются высокие концентрации элементов малой петрогенной группы цветных и редких металлов. Наиболее широкий спектр микроэлементов свойствен возгонам хлоридов, наиболее высокие концентрации некоторых микроэлементов — возгонам сульфатов и хлоридов.

4. Высокое содержание редких щелочей и летучих элементов (фтор) в фумарольных минералах и лавах, а также элементов групп цветных, особенно Pb, Mo, Sn, и редких металлов в фумарольных минералах явно свидетельствует о существенно кислом составе магматического очага. Высокие концентрации летучих и редких элементов могут быть объяснены эманационной дифференциацией в магматическом очаге или канале, для которой характерна общая тенденция нарастания содержания микроэлементов в наиболее поздних кислых дифференциатах магмы.

Связь морфологии лавовых потоков с газонасыщенностью

Как уже отмечалось, в период эффузивно-эксплозивной стадии извержения на склоны вулкана излились лавовые потоки различного морфологического облика, но примерно одинакового химического состава. По морфологическим признакам нами выделяются следующие типы лавовых потоков: глыбовый, подушечный, покровный, волнистый.

При изучении вязких потоков глыбового строения оказалось возможным выделить два типа потоков: гавайский и санторинский. В соответствии с представлениями и данными Вашингтона, Джаггара, Пийпа (1966), под гавайскими глыбовыми лавами типа *aa* мы понимаем вулканиты, состоящие из полуспекшихся обломков и мелких глыб, не превышающих в поперечнике 1—1,5 м, обладающих неровным изломом; мощность их не более 4—6 м, таким лавам свойственна высокая температура, малая вязкость и, как следствие этого, существенная подвижность. Лавы санторинского типа характеризуются свободным навалом крупных глыб, имеющих ровные и гладкие поверхности ограничений, достигающих в поперечнике нескольких метров, мощностью до 25—30 м; температура этих лав менее высокая, вязкость большая, скорость движения незначительная.

Исходя из подобного определения, можно выделить (см. рис. 9) глыбовый поток типа *aa*: 17.X 1962 г.; 27.X 1962 г.; 1—15.I 1963 г.; 20.IX 1963 г.; 17.III 1963 г. и глыбовый поток санторинского типа: 12—15.V 1963 г.; 16—17.III 1964 г.; 1.P 1964 г.; 10.I 1965 г.

Следует заметить, что такие признаки лавы гавайского типа, как «неровный излом и морщинистый характер ограничений» (Пийп, 1956), свойственны обоим типам лав; по-видимому, главным критерием остается мощность и величина обломков как следствие различия в физических свойствах лавового материала.

Химический состав всех потоков лав извержения 1962—1963 гг. близок: это кислые андезиты, андезито-дациты и дациты с содержанием SiO_2 от 61 до 63%. В то же время внешний облик образцов из различных потоков весьма изменчив. Образцы лав из потоков гавайского типа

представляют собой весьма плотные стекловатые породы с небольшой пористостью (20%) и большим объемным весом. Образцы лав санторинского типа характеризуются тонкопузыристым строением при общей пористости 21,6% и объемном весе 2,07 г/см³ (табл. 27). Общая пористость лав волнистого типа достигает 32,6%, а объемный вес — 1,76 г/см³. Лавам покровного типа свойственна еще большая пористость (42,8%), объемный вес их равен 1,47 г/см³. Максимальной (54,9—56,7%) пористостью обладают подушечные лавы, объемный вес которых 1,10 г/см³.

Таблица 27

Значения плотности, пористости и тепловых свойств лав Карымского вулкана

№ п/п	Удельный вес, г/см ³	Съемн. вес, г/см ³	Открытая пористость, %	Собщая пористость, %	Теплопроводность 10 ⁻³ , ккал/см·сек·град	Температуропроводность К×10 ³ , см ² /сек	Теплосемкость, кал/г·град
1	2,55	0,95	53,1	62,8	0,60	2,35	0,26
2	2,64	2,07	20,7	21,6	1,75	4,15	0,15
3	2,44	1,10	53,1	54,9	0,48	1,71	0,25
4	2,54	1,10	43,3	56,7	0,81	2,60	0,28
5	2,57	1,47	33,4	42,8	1,15	2,37	0,32
6	2,61	1,76	25,6	32,6	1,58	3,03	0,29

Примечания: 1—обр. 527, вулканическая бомба пемзовидного типа; 2—обр. 507, лава глыбового типа; 3—обр. 407, лава подушечная; 4—обр. 407/1, лава подушечная; 5—обр. 517, лава покровного типа; 6—обр. 521, лава волнистого типа. Точность измерений тепловых свойств 7—10%. Измерения производились в лаборатории физических свойств горных пород ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Моисеенко. 1965 г.

Имеются существенные различия и в характере пористости. В лавах санторинского и волнистого типа, особенно в первой, размеры пузырьков небольшие (1—1,5 мм), что указывает на сравнительно высокую вязкость лав и их относительно быстрое затвердевание. В лавах покровного типа (не говоря уже о подушечном типе, где наблюдается центральная газовая полость) размеры пузырьков достигают 5—10 мм, что свидетельствует о более низкой вязкости лавы, в условиях которой возможно свободное расширение газов и рост газовых пузырьков. В этом типе лав хорошо выражена ориентировка пузырьков: овальные и неправильные по форме, они обычно вытянуты параллельно поверхности лавового потока. Такая закономерность обусловлена гидродинамическими свойствами текущей лавы. Микроскопическое описание лав, как мы видели, показывает, что основные отличия лавовых потоков заключаются в текстурах, в меньшей степени — в структуре основной массы. Подушечные лавы и лавы покровного типа имеют пузыристые и флюктуационные текстуры, которые несомненно являются результатом высокой газонасыщенности и текучести лав. Стекловатые структуры основной массы лав подушечного и покровного типа также свидетельствуют о текучести лавы.

Таким образом, физические и петрографические признаки лав, а также распределение фумарол на лавовых потоках вполне определенно указывают на большую текучесть и газонасыщенность лав подушечного и покровного типов. Больше всего фумарол отмечается в подушечных лавах, несколько меньше — в лавах покровного и волнистого типа, почти полностью они отсутствуют в глыбовых лавах. Следовательно, морфология потоков, обусловленная различной вязкостью лавового материала, по-видимому, зависит от содержания летучих, т. е. от газонасыщенности.

Субаэральные подушечные лавы на Карымском вулкане и механизм их образования

Большой интерес представляет лавовый поток, излившийся на северо-западные склоны вулкана. По строению он может быть отнесен к так называемым шаровым лавам. В строении потока преобладающими формами являются подушки, шаровые формы имеют подчиненное значение, и поток в целом назван подушечным (рис. 22, 23). Известные данные о шаровых лавках позволяют отнести этот тип лав к истинно шаровым, т. е. к «накоплениям лавовых шаровых обособлений, каждое из которых представляет тело с собственной поверхностью охлаждения» (Гилярова, 1959).

В. И. Лебединским (1963) возможность образования такого типа лав в наземных условиях ставится под сомнение. Некоторые авторы, на основании большого фактического материала по шаровым лавкам, в принципе не отрицая возможности возникновения лав такого типа в благоприятных условиях, считают, что практически на суше они не образуются и только наличие водной среды обеспечивает максимальное проявление сил поверхностного натяжения. Извержение Карымского вулкана с образованием подушечных лав заставляет пересмотреть эту точку зрения.

Весь изложенный фактический материал не вызывает сомнения в текучести лавы. Высокая пористость породы, структурная дифференциация, наличие центральных газовых пузырей указывают на исключительную газонасыщенность лавы. Подтверждением служит и большое количество фумарол на потоке. По нашему мнению, газонасыщенность является главным фактором, способствующим возникновению подушечных лав, так как она влияет на физические свойства лавы, понижая ее вязкость и поддерживая значительную температуру, достаточную для того чтобы лавка в течение определенного времени оставалась жидкой. (Спустя 1,5 месяца после излияния температура потока в межшаровых пространствах, присыпанных пирокластическим материалом, на глубине 15 см составляла 510° .)

Безусловно, снеговой покров в какой-то степени также влиял на образование шаровых форм, но этот фактор, вероятно, не главный. Небезынтересен следующий факт: в мае 1963 г. на юго-западные снежные склоны Карымского вулкана излился жидкий поток андезито-дацитового состава ($62,02\% \text{ SiO}_2$), который, несомненно, был менее газонасыщен, что выражалось в меньшем числе фумарол, в меньшей пористости породы, в большей степени раскристаллизации и т. д. Поток образовал волнистый покров со слабо выраженными поперечными валами во фронтальной части. При этом никаких шаровых или подушечных форм на потоке не возникло.

Состав газов также влияет на вязкость. В газах фумарол подушечного потока повышенное содержание фтора (до 70 мг/л). Как известно, присутствие фтора значительно снижает вязкость расплава (Григорьев, Искюль, 1937), способствуя тем самым максимальному проявлению сил поверхностного натяжения. Кроме того, фтор, вероятно, играет роль катализатора при газонасыщении магмы в верхней части вулканического канала, ускоряя процесс газонасыщения и отделения максимально газонасыщенной порции лавы, по объему всегда значительно меньшей, чем остальная масса силикатного расплава. Очевидно, последним фактором можно объяснить геологическую несамостоятельность подушечных и шаровых лав, отмеченную многими исследователями (Гуринова, 1960, и др.). Газонасыщенность, по-видимому, играет важную роль и в некоторых основных лавках. Газонасыщенные лавы, как правило, образуют незначительные по мощности (по сравнению с остальной частью разреза) и



Рис. 22. Фронтальная часть потока подушечных лав.

Фото автора.

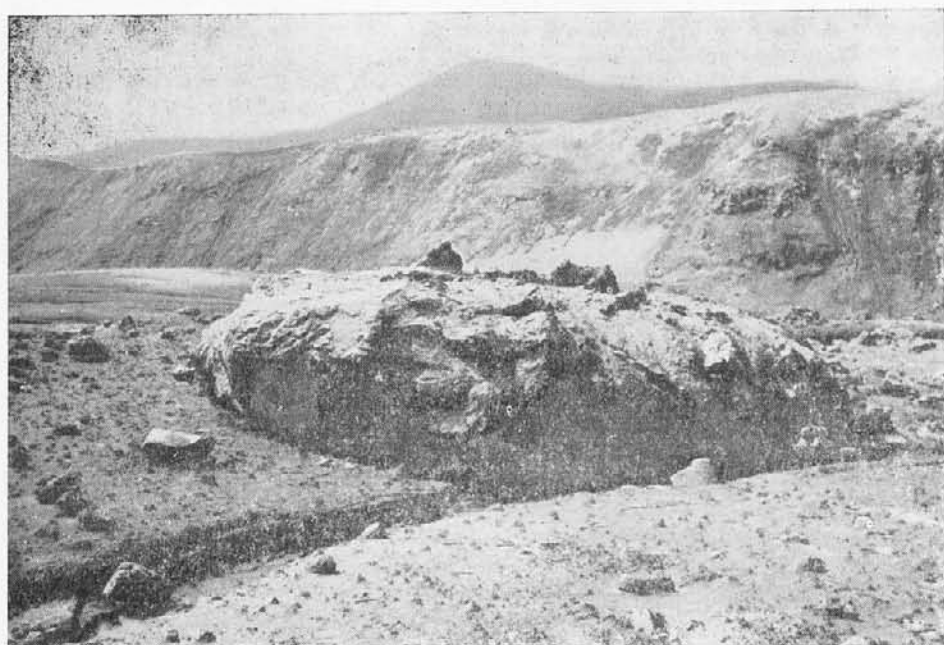


Рис. 23. Отдельные подушки во фронтальной части потока.

Фото автора.

значительные по протяженности покровы, заполняющие отрицательные формы довулканического рельефа вследствие своей текучести. В таком случае вовсе не обязательно, чтобы в каждом понижении были водоемы.

Роль газонасыщения отмечал еще Дж. Т. Старк (Stark, 1938), описывая базальтовые шаровые лавы на о-ве Барабора.

Таким образом, газонасыщенность в определенных условиях может явиться решающим фактором, способствующим образованию подушечных или шаровых форм, и не зависит от химического состава лавы. В составе газов должен присутствовать фтор как реагент, способствующий понижению вязкости лавы и уменьшению ее плотности. Излияние жидкого лавового потока андезито-дацитового состава, давшего подушечные формы на вулкане Карымском, подтверждает эту точку зрения. Относительно морфологии подушечных или шаровых лав можно согласиться с мнением Ж. Льюиса (Lewis, 1914), считавшего, что шаровые лавы близки по типу к волнистым лавам «пахоэхоз». Генетически они сходны с той лишь разницей, что подушечные или шаровые формы образует максимально газонасыщенная лава, а тип пахоэхоз — менее газонасыщенная. На вулкане Карымском поперечные валы, наплывы, купола, полусферы образовались как крайний тип пахоэхоз в конце эффузивного процесса, когда газов хватало только на образование волнистых форм.

Принимая во внимание строение потока, его исключительную газонасыщенность, можно следующим образом объяснить механизм формирования подушечных и шаровых форм на вулкане Карымском.

В результате газового обогащения в верхней части вулканического канала появляется порция газонасыщенной лавы, по объему меньшая, чем остальная часть силикатного расплава. Фтор как катализатор ускоряет процесс обогащения и отделения этой порции, одновременно значительно снижая ее вязкость. При извержении часть газонасыщенной лавы или вся она выталкивается, газонасыщенный силикатный расплав пониженной вязкости устремляется вниз по склону; плотность этой лавы в момент движения близка к плотности воды; тем самым создаются благоприятные условия для проявления сил поверхностного натяжения. Вследствие уменьшения давления происходит вскипание или вторичная пульсация лавы во фронтальной части движущегося лавового потока, в результате чего от основной массы отделяются «капли» лавы, которые, передвигаясь впереди и по бокам потока, в зависимости от массы, скорости и длины пробега приобретают подушечные или шаровые формы.

Продвигаясь по склону, поток теряет значительное количество газов, вскипание или вторичная пульсация происходит до определенного момента; с приобретением устойчивого положения вследствие уменьшения количества газов и, следовательно, понижения температуры пульсация постепенно прекращается. Процессы окисления и реакции между газами, возможно, могли поддерживать некоторое время сравнительно высокую температуру, необходимую для локального вскипания и разбрызгивания, для отделения и образования в этот момент шаровых и подушечных форм. Но большинство подушечных и чисто шаровых форм сформировалось все-таки в момент максимальной пульсации во фронтальной части движущегося лавового потока, о чем свидетельствует расположение их на значительном удалении от конца застывшего потока.

Оставшиеся газы вспучивали поверхность уже стабилизированного потока, образуя валы, купола, полусферы.

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ
ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА КАРЫМСКОГО
в 1962—1965 гг.**

Извержение 1962—1965 гг. характеризуется резким преобладанием эксплозивных форм извержения над эффузивными. Постоянные эксплозии вулканского типа до 1964 г., а затем вулканско-стромболианского выбросили на поверхность громадное количество пеплового материала ($0,27 \text{ км}^3$), причем наибольший объем извергнутой пирокластики приходится на 1963 г. ($0,132 \text{ км}^3$, или почти 50%). Количество выбрасываемого вулканом пепла находится в прямой зависимости от силы взрывов и от их числа. По нашим подсчетам эксплозии средней силы, при которых высота газо-пеплового облака достигала высоты 1500 м, выбрасывали около 3 тыс. т пепла; сильные, около — 5 тыс. т.

По данным режимных наблюдений, число взрывов в сутки составляло:

Год	Месяц	Число взрывов	Год	Месяц	Число взрывов
1962	Октябрь (27-е)	900	1963	Март	119
	Октябрь (29-е)	10—12		Июнь	89
1964	Июнь	70—140	1965	Август	119
	Июль	72—200		Июль	34
	Август	90—240		Август	48
	Сентябрь	100—200			

Взрывы в основном были пепловыми (до 91%). Их высота и сила различны. В пароксизмальные этапы число и сила взрывов резко увеличивались. Так, 27 октября 1962 г. произошло 900 взрывов, а после окончания пароксизмального этапа, 29 октября, — всего 10—12.

Лавовые потоки. За весь период извержения на склоны конуса Карымского вулкана излилось 11 лавовых потоков, общий объем которых составил $0,056 \text{ км}^3$. Экструзивный купол, сформировавшийся к 17 октября 1962 г., достигал высоты 46 м, диаметр его основания составлял 104 м, что соответствует объему $0,00013 \text{ км}^3$.

Количество газовых компонентов, участвующих в вулканических взрывах, при скорости пепло-газовых выбросов 34 м/сек^1 , составляло 0,33 вес. % от веса всей выброшенной пирокластики. Цифра явно занижена, так как первоначальная скорость пепло-газовых эксплозий на самом деле была в 3—4 раза больше. По-видимому, количество газов, совершивших работу взрыва, составляло 1,2—2% (Мархинин, 1967).

Эксплозивный индекс извержения 1962—1965 гг. приблизительно равен $\frac{0,27 \cdot 100}{0,33} = 82\%$, что характерно для извержения вулканического типа. Общий энергетический эффект извержения Карымского вулкана складывается из энергии вулканических взрывов и количества тепла, выносимого на дневную поверхность эксплозиями и лавовыми потоками. В табл. 27 приведены некоторые физические константы лав Карымского вулкана.

Общий объем лавового материала составляет $0,056 \text{ км}^3$, а его масса — $8,4 \cdot 10^7 \text{ т}$. При теплоемкости пород $0,26 \text{ кал/г} \cdot \text{град}$ и температуре около 800° тепловая энергия лав определяется в $7,4 \cdot 10^{23} \text{ эрг}$, количество вынесенного тепла $1,8 \cdot 10^{13} \text{ калл}$. Энергия пепловых эксплозий при общем количестве извергнутой пирокластики $0,27 \text{ км}^3$ составляет $4 \cdot 10^{24} \text{ эрг}$, а количество тепла $9,6 \cdot 10^{16} \text{ ккал}$. Представляется возмож-

¹ Скорость определялась по кинограмме и не является первоначальной.

ным оценить удельный тепловой поток силикатного расплава по формуле.

$$g = \frac{Q}{S \cdot t},$$

где g — удельный тепловой поток в $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, Q — общий вынос тепла лавовым потоком в кал ($3,9 \cdot 10^{14}$), S — площадь кратера в см^2 , t — время извержения в сек ($9,5 \cdot 10^5$).

Отсюда при площади кратера $5,3 \cdot 10^6 \text{ см}^2$ удельный тепловой поток лавы, излившейся 17—28 октября 1962 г., равен $0,8 \cdot 10^3 \text{ кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}^1$.

Кинетическая энергия взрывов определялась нами по сейсмической энергии. По данным П. П. Токарева и П. П. Фирстова (1967), среднесуточное выделение сейсмической энергии при землетрясениях, связанных со взрывной деятельностью Карымского вулкана, составило $1,3 \cdot 10^{13} \text{ эрг}/\text{сутки}$. Корреляция режимных наблюдений и сейсмической энергии по отдельным типам взрывов позволяет охарактеризовать эксплозивную деятельность вулкана следующим образом: слабые эксплозии $1—5 \cdot 10^{10} \text{ эрг}$; средние $5—100 \cdot 10^{10} \text{ эрг}$; сильные $100—600 \cdot 10^{10} \text{ эрг}$. Считая, что энергия сейсмических волн составляет 0,1—1,0% полной энергии взрыва, определяем последнюю для слабых эксплозий в $10^{12}—10^{13} \text{ эрг}$, для средних — в $10^{13}—10^{14} \text{ эрг}$, для сильных — в $10^{14}—10^{15} \text{ эрг}$.

ВЫВОДЫ

1. Появление лавовых потоков на вулкане знаменует собой начало эффузивно-эксплозивной стадии извержения.

2. Извержение 1962—1965 гг. в целом относится к вулканскому типу. Появление лавового купола в кратере, а также образование незначительных агломератовых потоков может свидетельствовать о возможности извержения типа Мерани и Мон-Пеле.

3. В межпароксизмальные циклы извержения вулкана близки к типу Страмболи.

4. Появление агломератовых потоков и жидких газонасыщенных лав — кульминационный период извержения. После этой своеобразной дегазации магматического расплава следуют излияния только вязких лавовых потоков глыбового строения.

5. Появления потоков низкой вязкости предваряются эксплозиями максимальной силы.

6. Главная особенность извержения 1962—1965 гг. выразилась в появлении текучих газонасыщенных лавовых потоков дацитового состава, что служит еще одним доказательством того, что не только химический состав является причиной изменения вязкости расплава.

7. Закупорка жерла вулкана, по нашему мнению, далеко не решающий фактор для максимального газового обогащения магматического расплава. Она, по-видимому, способствует лишь максимальному проявлению взрывной деятельности, а обогащение расплава газовой компонентой происходит на глубине, вероятно, в промежуточном магматическом очаге и связано с процессами магматической дифференциации в особых условиях.

8. Петрохимические и геохимические особенности продуктов извержения позволяют предполагать существование под Карымским вулканом кислого по составу магматического расплава.

¹ Удельный тепловой поток лавы покровного типа, излившейся в мае 1963 г., при $V=1,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3$; $m=2,4 \cdot 10^6$; $Q=6,35 \cdot 10^{14} \text{ кал}$ и $t=8,6 \cdot 10^4 \text{ сек}$ составляет $1,4 \cdot 10^3 \text{ кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Удельный тепловой поток за три года извержения ($t=9,5 \cdot 10^7 \text{ сек}$ и $Q=11,4 \cdot 10^{13} \text{ кал}$) — $0,23 \cdot 10^3 \text{ кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД ҚАРЫМСКОГО РАЙОНА

Глава восьмая

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

По петрографическим признакам и химическому составу нами в пределах ранее установленных геологических комплексов выделяется пять основных петрографических типов пород:

базальты (SiO_2 до 52%), двупироксеновые андезито-базальты и андезиты (SiO_2 от 52 до 62%), андезито-дациты и дациты (SiO_2 от 62 до 68%), игнимбриты и пирокластические образования.

Наиболее широко в пределах исследуемого района распространены породы андезито-базальтового и андезитового состава (70% от всей площади), менее развиты андезито-дациты и дациты (25%); базальты имеют резко подчиненное значение (5%).

Базальты встречаются в постройках вулканов Двор, Соболиный, Белянкина, Разлатый, Малый Семячик и целиком слагают некоторые вулканические постройки моногенных вулканов в центральной части района. В верховьях р. Половинки базальты залегают в нижних горизонтах четвертичного плато.

По внешнему виду это темно-серые или черные породы, большей частью массивного облика, иногда заметно пористые. Для базальтов характерно постоянное присутствие среди вкрапленников наряду с основным плагиоклазом (лабрадор-битовнит) — оливина, резкое преобладание моноклинного пироксена над ромбическим. Незначительное количество рудного минерала. Основная масса базальтов обычно хорошо раскристаллизована и имеет микродолеритовую структуру. Часто встречаются пилотакситовая и микролитовая структуры. Плагиоклаз микролитов, как правило, представлен лабрадором. В основной массе постоянно присутствуют микролиты моноклинного пироксена, рудный минерал и оливин.

Андезито-базальты и андезиты широко распространены в пределах района; они слагают большинство вулканических построек стратовулканов и моногенных образований. В восточной части района породы образуют мощные покровы эффузивов среднечетвертичного возраста. Макроскопически это светло-серые и серые плотные и пористые породы с отчетливым порфировым строением. Для них характерны следующие петрографические особенности: 1) практически полное отсутствие оливина среди вкрапленников; 2) наличие среди вкрапленников моноклинного и ромбического пироксенов примерно в равных количествах. Следует отметить, что в кислых андезитах количество ромбического пироксена преобладает над моноклинным (в андезито-базальтах соотношения обратные); 3) заметное количество зональных кристаллов основного плагиоклаза (лабрадора) среди вкрапленников; 4) заметный объем рудного минерала среди фенокристаллов; 5) присутствие в основной массе кроме микролитов моноклинного пироксена ромбического пироксена (гиперстена), а также кристобалита; 6) существенно стекловатые структуры основной массы. Характерная структура основной массы

микролитовая, в основных разностях — пилотакситовая, в кислых — гиалопилитовая, реже гиалиновая. Вулканическое стекло обычно коричневатобурое с показателем преломления 1,531—1,526, встречается кристобалит; 7) по химическому и минералогическому составу в пределах данного типа пород выделяются двупироксеновые андезитобазальты с содержанием SiO_2 до 57% и двупироксеновые андезиты с содержанием SiO_2 до 62%. Как частный случай выделяются гиперстеновые андезитобазальты экструзии горы Скалистой.

Андезито-дациты и дациты. Наиболее распространены среди эффузивов вулканов Белянкина, Академии Наук, современного конуса вулкана Карымского, включая лавы извержения 1962—1965 гг., и частично древнего Карымского вулкана. К ним также относятся пемзы, выброшенные при образовании кальдеры Карымского вулкана.

Макроскопически андезито-дациты и дациты представляют собой плотные, массивного облика породы с ясно порфировым строением, иногда пористые. Порфировые выделения плагиоклаза и пироксена относительно мелки (0,1—0,5 мм). Цвет описываемых пород варьирует от темно-серого, почти черного, характерного для эффузивов современного конуса вулкана Карымского, до светло-серого и коричневатосерого, характерного для лав вулкана Белянкина и Академии Наук.

Характерными петрографическими признаками андезито-дацитов и дацитов являются: 1) существенно лейкократовый состав вкрапленников и основной массы, 2) преобладание ромбического пироксена среди вкрапленников над моноклинным, 3) стекловатая структура основной массы: как правило гиалопилитовая и микролитовая. Стекло обычно светло-коричневое с показателем преломления 1,521—1,501; в нем заключены микролиты кислого плагиоклаза, ромбического пироксена и рудного минерала. Довольно часто встречается кристобалит.

Плато-игнимбриты. Развита в северо-западной и северной части района и занимают площадь 141,6 км²¹. Выделение игнимбритов в самостоятельный петрографический тип совершенно необходимо, так как они представляют собой породы своеобразной структуры. Плато-игнимбритам свойственна (Bordei et. a., 1963): однородная текстура пеплового туфа, определяющаяся более или менее раздробленной пемзой, свидетельствующей о длительной эмиссии, и различная степень девитрификации.

Указанные особенности вполне присущи породам, относимым нами к игнимбритам.

К пирокластическим образованиям относятся туфы и рыхлые отложения, соответствующие их излившимся эквивалентам — андезито-базальтам, андезитам, дацитам. Выделяются туфы андезито-базальтов, туфы андезитов и андезито-дацитов, пирокластические образования вулканических построек и пемзы дацитового состава.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Плагиоклаз — наиболее распространенный породообразующий минерал. Его содержание в лавах колеблется от 4 до 25%, т. е. он резко преобладает над другими минералами. Присутствует в виде вкрапленников, субфенокристаллов и микролитов. Вкрапленники, как правило, двух типов: широкие таблитчатые кристаллы размером от 0,5—1,5 до 2—3 мм в поперечнике и лейстовидные кристаллы размером от 0,1—0,2 до 0,6—0,8 мм. Как те, так и другие обычно имеют двойниковое строение. Наиболее часто отмечается альбитовый закон двойникования (46%, 162 замера) и карлсбадский (43%, 152 замера), реже альбиткарлсбадский (8%, 27 замеров), альбит-эстерельский и периклиновый

¹ В пределах кольцевой структуры.

Состав вкрапленников плагиноклазов в породах различной кислотности

Порода	Содержание, вес. % SiO ₂	Колебания состава плагиноклазов, % SiO ₂	Средний состав плагиноклазов, % An	
			по измерению	нормативный
Базальты	Меньше 52	90—62	80	62
Андезито-базальты	52—57	85—47	66	54
Андезиты	57—62	74—45	58	48—51
Андезито-дациты	62—63	60—41	53	44
Дациты	63—68	53—38	45	44

(3%, 9 замеров). Субфенокристаллы характеризуются удлиненно-призматическим габитусом, микролитам свойственны игольчатые формы. Для определения состава плагиноклазов использовался зональный метод, сделано 480 измерений. Обобщенные результаты измерений помещены в табл. 28. Из этой таблицы следует, что модалный состав вкрапленников плагиноклаза в пределах каждой петрографической группы пород варьирует в довольно широких пределах, значительно отличаясь от нормативного повышенным содержанием анортитовой молекулы. На эту особенность впервые обратила внимание С. И. Набоко (1963). Наиболее часто встречаются плагиноклазы с содержанием анортитовой молекулы 47—55 и 65—70%, что соответствует двум комплексам пород — субкислым (андезито-дациты и дациты) и средним, последние включают и основные разновидности. Из петрографического описания следует, что вкрапленники лейстовидной формы и широкие зональные таблитчатые кристаллы развиты в основном в первом комплексе пород, кристаллы таблитчатой формы с многочисленными включениями стекла и рудного минерала свойственны второму. Таким образом, выступают две генерации плагиноклаза, различающиеся по составу и частично по форме выделения: первая, более поздняя, и вторая, ранняя, т. е. интрателлурическая. Обе генерации отражают магматические условия кристаллизации.

Плагиноклаз вкрапленников и основной массы в лавах извержения Карымского 1962—1965 гг. по составу отвечает субкислым породам района со всеми особенностями, присущими этому типу вкрапленников.

Моноклинный пироксен — наиболее широко распространенный породообразующий минерал вкрапленников и основной массы. Максимальное содержание его во вкрапленниках (6%) наблюдается в андезито-базальтах, с повышением кислотности количество моноклинного пироксена уменьшается, составляя в андезито-дацитах и дацитах 0,1%. Вкрапленники моноклинного пироксена характеризуются относительно небольшими размерами (0,1—0,8 мм) и четко выраженным идиоморфизмом. Выделяются два типа вкрапленников: мелкие кристаллы (0,1—0,4 мм) короткопризматической формы, с приблизительно одинаковым развитием граней пинакоида и призмы, и более крупные (0,5—0,8 мм) кристаллы с хорошо развитыми гранями пинакоида, что, по мнению В. Н. Лодочникова (1955), свидетельствует об увеличении доли диопсидовой молекулы. Первый тип заметно преобладает в кислых разновидностях. В большинстве вкрапленников моноклинного пироксена ясно видна спайность по двум направлениям, довольно часто наблюдаются простые двойники по (100) и реже многократные по (110). Нередко отмечается пятнистое угасание вкрапленников, которое является следствием неустойчивого состава минерала, приближающегося по типу к диопсидам. В основной массе микролиты моноклинного пироксена имеют игольчатую или короткопризматическую форму.

Определение химического состава моноклинных пироксенов по оптическим константам $2V$ и cNg в плоскости (010) производилось по диаграмме М. М. Веселовской (1950), так как, по мнению ряда авторов, занимающихся петрографией эффузивных пород (Шилов, Федоренко, 1966, и др.), она дает наиболее удовлетворительные результаты. Результаты исследований моноклинных пироксенов указывают на следующие их особенности: 1) величина углов оптических осей моноклинных пироксенов в эффузивах района колеблется от 52 до 63° , с преобладанием значений $55-58^\circ$, $59-60^\circ$; 2) углы погасания пироксенов изменяются от 39 до 49° , наиболее обычные углы, равные $42-46^\circ$; 3) наиболее распространенные значения $2V=58-56^\circ$ соответствуют базальтам, андезитобазальтам и андезитам; $59-60^\circ$ — андезито-дацитам и дацитам.

Химический состав моноклинных пироксенов в общем довольно односторонний. По диаграмме М. М. Веселовской (1950), это авгиты эффузивных пород. По содержанию кальциевой молекулы (Дир, Хауи, Зусман, 1966) изученные авгиты представляют собой богатые кальциевой молекулой пироксены, образовавшиеся в начальную стадию кристаллизации. Наличие гломеропорфировых сростков второго типа вкрапленников с интрацеллюлярным плагиоклазом свидетельствует о их глубинном происхождении. При рассмотрении химического состава моноклинных пироксенов отмечается разница в составах модального и нормативного моноклинного пироксена. Известно (Набоко, 1963), что эволюция клинопироксена в процессе кристаллизации происходит в сторону обогащения последней фазы кристаллизации железистой молекулой, что отражается в закономерном уменьшении значения угла оптических осей (от 60 до 55°) и увеличении угла погасания (от 41 до 48°) в пироксенах от базальтов к андезитам. При нормальной дифференциации магмы обычно отмечается увеличение железистости в пироксенах более поздних пород и увеличение железистости и щелочности самой породы по сравнению с более ранними фазами (Соболев, 1950; Коржинский, 1960; Fenner, 1929, и др.). В нашем случае для первого типа вкрапленников такой закономерности не зафиксировано; железистость клинопироксенов в андезито-дацитах и дацитах ($Fs\ 13 < Fs\ 18-14$) меньше железистости клинопироксенов в андезитах и базальтах.

Таким образом, можно сделать предположение о существовании двух путей в эволюции пироксенов.

1. В условиях нормальной дифференциации, когда образуются пироксены состава Wo_{38-43} , En_{42-44} , $Fs_{13-18}\%$. Такие пироксены кристаллизуются в соответствии с закономерностью, установленной Т. Бартом (1956), который отмечает, что пироксены, кристаллизующиеся из магмы, имеют правильную последовательность кристаллизации от диопсидовых к гиперстеновым, причем содержание $MgSiO_3$ может оставаться постоянным или слегка увеличивается.

2. В условиях нарушенной дифференциации, в которых образуются пироксены состава Wo_{45-46} , En_{41-42} , $Fs_{13}\%$ (первый тип вкрапленников). Высокая магнезиальность этих вкрапленников может быть объяснена специфическими условиями образования. Как показали Осборн (Osborn, 1961), Йодер, Тилли (1965), при высоком парциальном давлении кислорода на малой глубине первыми могут кристаллизоваться более тугоплавкие (магнезиальные) пироксены.

Моноклинный пироксен вкрапленников в лавах извержения Карымского вулкана 1962—1965 гг. тяготеет ко второму типу вкрапленников состава $Wo\ 45$, $En\ 42$, $Fs\ 13$.

Ромбический пироксен встречается постоянно среди фенокристаллов всех исследованных пород, а также присутствует в виде микролитов в основной массе андезито-дацитов и дацитов. Наибольшее количество его наблюдается в андезитах (до 4%); в андезито-дацитах и

дацитах его не более 2—3%, в базальтах и андезито-базальтах — 1,0—1,5%.

По оптическим свойствам ромбические пироксены в различных типах пород чрезвычайно близки и характеризуются правильными кристаллографическими очертаниями (призмы по [001]) и четким плеохроизмом. Достаточно часты гломеропорфировые сростки их с плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Для определения состава ромбических пироксенов было сделано 112 измерений величины угла оптических осей. Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Значение угла оптических осей колеблется от 54 до 70°, наиболее часто встречаются 2 V, равные 62—64 и 65—67°.

2. Химический состав ромбических пироксенов по диаграмме Винчелла (1953) отвечает типичному гиперстену с Fs —35—45 (по номенклатуре Полдерваарта); по диаграмме Дири, Хауи, Зусмана (1966) он варьирует в пределах Fs 25—29, что отвечает бронзитам и гиперстенам (Fs 30—46), также по номенклатуре Полдерваарта. Гиперстены в лавах извержения 1962—1965 гг. имеют состав Fs 22—31 (по Диру) и 31—41% (по Винчеллу).

3. Среднее значение угла оптических осей ромбических пироксенов достигает максимальных значений в субкислых и кислых типах пород. Здесь состав пироксенов отвечает железистому (с Fs 39—45, по Винчеллу) и слабожелезистому гиперстенам (с Fs 30—56, по Диру).

Породы	Минерал	Стадии кристаллизации		
		Доэффузивная (интрателлурическая)	Эффузивная	Постэффузивная
Базальты	Плагиоклаз	I An 80-70	II An 60-53	III An 53-49
	Оливин	I Fa 20-30 II Fa 30-34		
	Авгит		Wo 45 Fs 14	
	Гиперстен		Fs 32 36	
	Магнетит			— —
Андезито-базальты и андезиты	Плагиоклаз		I II An 66-58	III An 53-49
	Оливин	Fa 18-34		
	Авгит		Wo 38-43 Fs 13-18	
	Гиперстен		Fs 24-46	—
	Магнетит	— —		— —
Андезито-дациты и дациты	Плагиоклаз	I An 55-53	II An 49-45	III An 47-38
	Авгит		Wo 45-46 Fs 13-18	— — —
	Гиперстен		Fs 31-36	— — —
	Кристаллит			— — —
	Магнетит	— — —		— —

Рис. 24. Последовательность кристаллизации основных породообразующих минералов в эффузивах района

Состав гиперстенов, по Винчеллу, по-видимому, точнее соответствует фактическому материалу, так как гиперстены в кислых разностях пород отличаются наиболее резким плеохроизмом.

Оливин в базальтах не более 7,0%. Характеризуется он идиоморфными вкрапленниками, величина которых меняется от 0,2—0,3 до 1 мм, довольно часто встречаются оплавленные зерна, реже — скелетные кристаллы по которым, как правило, развит идингсит. В трещинах, характерных для зерен оливина, довольно часто присутствует хлорит или хлорофенит. По диаграмме Кеннеди (Трегер, 1958), состав оливина отличается достаточно высокой железистостью и отвечает железистому хризолиту (Fa 18—34%) — гналосидериту (Fa 36—38%).

Последовательность кристаллизации основных породобразующих минералов в выделенных типах пород приводится на рис. 24.

Ксенолиты

Как уже было отмечено, в отложениях пемзы, генетически связанных с образованием кальдеры Карымского вулкана и вулкана Академии Наук, довольно часто встречаются ксенолиты интрузивных пород. Они представлены гранитами, гранодиоритами и диоритами (Иванов, 1969). Последние являются, по-видимому, дайковым комплексом близ-поверхностных интрузий гранитного и гранодиоритового состава, на что указывают включения этих пород в телах гранитов и гранодиоритов. Кроме ксенолитов кислых пород в пемзовых отложениях на вершине вулкана Однобокого нами был найден обломок мегаплагифирированной лавы базальтового состава (SiO_2 45%).

Граниты — это плотная, массивного облика среднезернистая порода розовато-серого цвета с игольчатыми кристаллами амфибола, чешуйками биотита, зернами кварца и большого количества кристаллов калиевого полевого шпата. Размер обломков обычно не превышает 0,3—0,4 м. Микроскопическое изучение показало, что среди главных породобразующих минералов — калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки — встречаются пироксены, а акцессорные представлены магнетитом и апатитом; среди вторичных присутствуют хлорит, серицит и эпидот. Количественный минеральный состав гранитов следующий: калиевый полевой шпат — 38%; кварц — 21,5; плагиоклаз (30—34% An) — 30,0; биотит — 4,5; амфибол (роговая обманка $2V=81-84^\circ$) — 3,6; акцессории (apatит, магнетит) — 2,4; пироксены (диопсид) — меньше 1%.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, местами монцититовая.

Гранодиориты и диориты наиболее часто встречаются среди ксенолитов. Макроскопически представляют собой плотные, мелко- или среднезернистые породы светло-серого цвета с заметными зернами кварца, амфибола и биотита. В гранодиоритах есть прослойки или включения мелкозернистых темно-серых диоритов. Под микроскопом видно, что порода состоит из плагиоклаза, кварца, биотита и амфибола. Количество калиевого полевого шпата невелико. Количественный минеральный состав следующий: плагиоклаз (32—45% An) — 65%, кварц — 15—18,5, калиевый полевой шпат — 6,5, биотит — 5,3, амфибол (роговая обманка $2V=74-77^\circ$) — 3,0, акцессории (apatит, сфен) — до 1%. Структура породы гипидиоморфнозернистая и характеризуется отчетливо выраженным идиоморфизмом амфибола по отношению ко всем минералам. Химический состав ксенолитов приведен в табл. 29.

Мегаплагифирированные лавы встречены в виде обломков размером 0,1—0,3 м. Лава по внешнему облику очень похожа на древние мегаплагифирированные лавы Ключевской группы вулканов (Пийп, 1956). Возраст ме-

гаплагнофириновых лав определяется нами условно как дочетвертичный. Количественно-минералогический подсчет дает следующие соотношения: плагиоклаз (68—85% An) — 70, оливин (30% Fa) — 6,8, моноклинный пироксен — 2, основная масса — 18—20%. Последняя — представлена коричневатобуром стеклом с игольчатыми микролитами плагиоклаза (40—55% An), оливина и моноклинного пироксена. Микролиты составляют 50% основной массы. Химический анализ породы дан в табл. 32.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Всем лавам вулканов Карымской группы свойственно петрографическое единство, выражающееся в сходстве количественно-минерального состава в породах с одинаковым содержанием SiO_2 минералов вкрапленников и основной массы и повторяющейся последовательности кристаллизации породообразующих минералов.

2. Характер смены лав от основных к кислым в вулканических построениях в целом соответствует порядку выделения минералов при фракционной кристаллизации известково-щелочной базальтовой магмы в ряду пород базальт-андезит. В то же время особенности отдельных породообразующих минералов в этом ряду пород андезит-дацит свидетельствуют о том, что процесс нормальной фракционной кристаллизации иногда нарушался.

Глава девятая

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД РАЙОНА

Химическая характеристика пород района вулканов Карымской группы основана на 89¹ полных и 26 частичных анализах, подавляющее число которых (97) было выполнено в химической лаборатории Института вулканологии СО АН СССР в период с 1962 по 1966 г. В работе также использованы 11 анализов В. И. Влодавца (1947) и 2 анализа Г. С. Горшкова (1962).

В целях выяснения общих петрохимических особенностей состава пород были вычислены средние химические составы эффузивов каждой вулканической постройки, моногенных образований, четвертичного плато и т. д. Для всех средних типов пород вычислены дополнительные величины δ , *alk*, Si, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, F (табл. 29, 30).

Все лавы вулканических построек и четвертичного плато по химическому составу относятся к обычным тихоокеанским известково-щелочным породам. Показатель родства, сериальный индекс Ритмана (1964), лежит в пределах 0,86—2,76, варьируя для всех эффузивов от 0,86 до 2,18, что свидетельствует об их принадлежности в основном к сильному известково-щелочному ряду. Тот же индекс для плато игнимбритов составляет 2,02—2,76, что позволяет относить их к среднему известково-щелочному ряду. Всем породам свойственно резкое преобладание натрия над калием, отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ колеблется от 0,23 до 0,75. Сумма окислов Al_2O_3 , K_2O , Na_2O *alk* в породах изменяется от 18,94 до 24,63, причем максимальное значение *alk* (23,33—24,63) отмечается

¹ Всего полных химических анализов 112, включая анализы образцов продуктов извержения Карымского вулкана 1962—1965 гг.

Химический состав пород района

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	61,80	61,52	62,00	62,38	63,16	64,60	55,40	55,58	63,76	53,30	54,48	55,88	60,98	52,30	52,58	52,88	53,44	53,53	53,90
TiO ₂	1,19	1,10	1,07	1,03	1,00	0,90	0,94	0,98	0,79	1,68	1,27	0,98	0,94	0,94	1,24	1,62	1,15	0,63	1,02
Al ₂ O ₃	18,33	17,28	15,91	15,94	16,79	16,38	18,98	18,51	16,91	17,03	16,02	16,76	17,18	18,43	19,79	17,49	19,70	19,16	17,13
Fe ₂ O ₃	1,93	1,38	2,82	2,05	1,81	1,57	2,04	2,63	1,81	2,73	6,48	4,21	1,92	3,14	2,11	4,09	3,32	5,99	3,24
FeO	3,59	3,65	3,73	4,37	4,04	3,76	5,23	4,84	2,87	6,78	3,53	4,91	3,79	6,28	5,60	4,57	4,57	2,34	4,87
MnO	—	0,19	0,17	0,19	0,14	0,25	0,19	0,18	0,19	0,27	0,15	0,19	0,16	0,09	—	0,24	—	0,14	0,12
MgO	1,92	1,97	2,17	2,04	1,93	1,46	3,91	4,10	1,71	3,86	5,02	4,09	2,07	5,26	2,98	4,45	4,55	4,18	4,07
CaO	5,92	5,84	5,12	5,08	5,30	4,58	8,20	8,26	4,78	8,56	8,70	8,36	5,70	10,17	8,56	8,92	8,16	8,87	8,82
Na ₂ O	4,38	4,58	5,61	4,70	3,97	4,39	3,78	3,53	5,10	3,12	3,60	3,10	4,16	2,29	3,30	3,36	3,07	3,14	3,46
K ₂ O	1,46	1,27	1,79	1,82	1,78	1,66	1,45	1,10	1,63	0,89	1,02	1,12	1,78	0,54	0,68	0,73	0,74	0,80	1,00
P ₂ O ₅	—	0,36	0,12	0,12	0,11	0,37	—	—	—	0,26	—	—	—	0,06	—	0,32	—	0,20	—
H ₂ O ⁺	0,16	0,64	—	—	—	—	0,46	0,46	0,12	0,90	—	0,79	0,93	—	0,87	1,22	1,35	—	0,85
H ₂ O ⁻	0,05	0,19	—	—	—	—	0,02	0,02	0,06	0,26	0,12	0,08	0,15	—	0,44	0,18	0,57	0,54	0,63
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,53	—	—	—	0,88	—
Сумма	99,83	99,97	99,51	101,11	100,72	99,92	100,36	100,11	99,73	99,63	100,47	100,47	99,76	98,15	100,05	100,07	100,62	100,39	99,11

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,0	12,1	12,7	12,9	11,4	12,1	10,3	9,6	13,6	8,6	9,4	8,6	12,0	6,1	9,0	8,7	8,3	8,6	9,4
<i>c</i>	6,5	5,8	4,3	4,2	5,6	5,0	7,9	8,9	4,5	7,5	6,0	7,1	4,7	6,8	10,0	7,8	9,9	9,1	10,8
<i>b</i>	9,4	9,8	11,7	11,5	9,7	8,3	16,2	16,8	8,7	19,4	22,0	18,8	11,4	24,5	14,7	19,8	16,4	17,6	15,4
<i>s</i>	72,1	74,3	71,3	71,4	73,2	74,6	65,6	65,7	74,2	64,5	62,6	65,5	71,9	62,7	66,3	63,7	65,4	64,7	64,4
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>c'</i>	9,0	14,9	16,6	17,4	9,0	7,8	14,6	14,2	15,8	16,8	20,7	17,3	20,7	24,9	9,6	17,9	3,5	12,6	2,3
<i>f'</i>	55,2	50,3	52,1	52,7	57,1	62,3	43,6	43,1	51,2	48,4	40,9	45,4	48,2	37,2	52,8	42,5	46,7	45,0	51,1
<i>m'</i>	35,8	34,8	31,3	29,9	33,9	29,9	41,8	42,7	33,0	34,8	38,4	37,3	31,1	37,9	37,8	39,6	49,8	42,4	46,6
<i>n</i>	81,8	84,5	79,6	79,7	77,2	80,1	83,0	82,4	82,4	83,4	84,3	80,7	77,8	86,6	88,3	87,8	86,0	84,9	83,4
<i>l</i>	1,45	1,35	1,3	1,2	1,1	1,0	1,3	1,4	0,9	2,4	1,8	1,4	1,2	1,3	1,6	2,2	1,7	0,9	1,4
<i>φ</i>	17,9	12,7	20,5	15,2	16,0	16,2	10,8	13,8	17,3	12,4	25,1	19,2	14,6	11,4	13,2	18,6	18,5	31,0	18,9
<i>Q</i>	13,7	16,6	12,8	12,8	18,0	19,9	4,7	2,3	15,7	4,3	0,6	6,7	15,1	6,5	4,6	2,2	4,3	3,1	9,2

Компо- ненты	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	54,28	59,82	60,44	64,38	67,48	74,28	54,04	54,87	56,46	57,52	62,28	52,70	53,32	66,86	58,38	50,22	51,46	53,76	50,84
TiO ₂	1,25	1,30	1,17	0,11	0,60	0,17	1,68	1,36	1,22	1,00	1,38	1,56	1,52	0,90	0,80	1,17	0,48	2,08	1,25
Al ₂ O ₃	17,99	16,76	16,09	18,09	15,42	13,50	16,72	17,38	16,00	16,48	15,57	17,39	16,92	15,38	18,28	19,76	19,38	15,42	19,84
Fe ₂ O ₃	3,68	2,03	3,91	1,10	1,73	0,14	4,70	5,36	2,46	4,93	1,59	8,27	5,26	1,07	3,54	3,79	3,70	4,90	3,52
FeO	4,54	4,17	2,58	2,64	2,34	1,63	4,45	3,88	5,80	4,04	4,57	1,87	5,14	3,40	3,76	5,20	5,60	6,26	4,83
MnO	0,21	0,26	0,25	0,18	0,10	0,08	0,34	—	0,29	0,18	0,27	0,24	0,25	0,09	0,10	0,19	0,14	0,36	0,24
MgO	4,29	2,33	2,34	1,87	1,35	0,27	3,43	3,80	3,88	2,97	2,10	4,79	4,56	1,39	3,15	5,14	5,33	3,99	4,54
CaO	9,00	5,92	5,78	4,40	3,52	1,36	8,32	7,10	6,76	6,74	5,02	7,62	8,18	3,28	7,34	10,14	9,23	7,68	9,00
Na ₂ O	3,05	4,80	4,34	4,45	3,88	4,48	3,49	3,72	3,89	3,54	4,47	3,42	3,42	5,06	3,29	2,84	2,73	3,53	2,84
K ₂ O	0,68	1,29	1,49	1,63	2,26	3,38	0,95	1,20	1,13	1,18	1,23	0,77	0,77	1,69	1,23	0,53	0,81	0,97	0,65
P ₂ O ₅	0,24	0,23	0,24	—	0,15	—	0,98	0,47	0,19	0,56	0,29	—	—	0,17	0,26	0,21	0,18	0,41	0,18
H ₂ O ⁺	0,58	1,06	0,95	1,07	—	0,96	1,01	0,29	0,23	—	0,57	0,68	0,32	—	—	0,38	—	0,97	1,48
H ₂ O ⁻	0,75	0,32	0,92	0,20	0,18	0,25	0,22	—	2,17	0,50	0,13	0,59	0,41	—	0,04	0,12	0,22	0,24	0,57
П.п.п.	—	—	—	—	0,14	—	—	—	—	0,61	—	—	—	0,72	—	—	1,02	—	—
Сумма	100,54	100,29	100,50	100,12	99,15	100,50	99,43	100,43	100,48	100,25	99,47	99,85	100,07	100,01	100,17	99,69	100,28	100,57	99,78

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	7,9	12,6	11,9	12,4	11,8	14,4	9,4	10,3	12,4	9,8	11,8	9,0	8,8	13,6	9,4	7,5	7,7	9,3	7,7
<i>c</i>	8,6	5,1	5,0	5,4	4,2	1,5	6,9	6,9	5,6	5,8	4,6	7,7	7,2	3,5	7,9	10,2	9,8	5,8	10,5
<i>b</i>	18,3	12,3	12,2	8,2	6,5	2,1	18,5	17,2	17,5	16,2	11,1	20,6	20,7	7,1	13,7	21,0	20,6	21,1	18,1
<i>s</i>	65,2	70,0	70,9	74,0	77,5	82,0	65,2	65,6	66,5	68,2	72,5	63,7	63,3	75,8	69,0	61,3	61,9	63,8	63,7
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>c'</i>	15,5	18,1	17,6	16,0	6,4	3,1	19,6	11,9	15,9	16,4	13,6	10,0	14,6	7,7	9,8	13,4	9,8	17,4	7,7
<i>f'</i>	43,5	49,2	49,4	45,4	58,5	78,0	47,8	49,6	46,0	51,9	54,2	47,6	47,4	58,7	50,2	42,5	43,9	50,0	46,3
<i>m'</i>	41,0	32,7	33,0	38,6	35,1	18,9	32,6	38,5	38,1	31,7	32,2	42,4	38,0	33,6	40,0	44,1	46,3	32,6	46,0
<i>n</i>	88,1	84,6	81,3	80,4	72,7	66,9	84,3	82,2	83,4	81,4	84,3	87,3	87,5	81,9	79,6	89,3	83,3	84,3	87,6
<i>t</i>	1,7	1,6	1,5	0,9	0,7	0,2	2,3	1,8	1,6	1,3	1,6	2,32	2,1	1,0	1,2	1,8	0,6	2,8	1,9
<i>φ</i>	17,8	14,1	27,3	11,7	23,4	31,4	22,2	27,5	12,3	26,4	12,4	36,8	21,2	12,5	23,1	16,6	19,9	19,7	17,9
<i>Q</i>	6,0	9,7	13,0	17,8	27,2	33,7	4,7	3,7	0,6	11,0	15,8	0,7	1,8	20,9	1,3	-2,6	1,4	3,2	1,5

Т а б л и ц ы 29 (продолжение)

102

Компо- ненты	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
SiO ₂	52,76	52,92	55,92	58,68	63,54	53,86	55,86	57,62	51,08	53,50	54,04	54,58	57,42	57,48	57,78	58,00	58,84	60,10	64,86
TiO ₂	1,80	1,37	1,47	1,13	0,66	1,14	2,05	0,75	1,42	1,35	1,33	1,15	1,13	1,18	1,43	1,22	0,97	0,97	0,75
Al ₂ O ₃	18,28	18,90	17,23	17,84	16,14	13,99	15,20	16,80	20,95	17,74	17,65	18,14	18,13	19,19	15,09	17,64	16,32	17,27	17,42
Fe ₂ O ₃	3,30	2,78	1,88	2,63	4,37	4,88	2,74	1,48	3,33	2,66	3,76	0,93	2,06	1,08	2,06	2,16	1,15	1,20	1,26
FeO	5,92	5,46	5,37	3,96	1,21	6,35	7,21	5,89	5,00	5,74	4,94	5,66	4,43	4,45	5,29	4,74	4,88	4,65	3,98
MnO	0,28	0,22	0,23	0,21	0,07	0,35	0,32	0,16	0,24	0,28	0,30	0,21	0,21	0,18	0,26	0,23	0,23	0,23	—
MgO	3,59	4,96	4,30	3,35	2,15	6,70	3,59	5,36	3,78	3,60	3,46	5,59	3,01	2,52	4,43	2,39	3,91	2,70	1,62
CaO	8,80	9,26	7,84	6,82	4,77	5,96	7,10	7,56	10,26	9,60	8,50	9,18	7,74	8,06	7,76	6,60	8,00	6,56	2,78
Na ₂ O	3,06	3,28	3,23	3,87	3,65	2,78	3,09	2,65	3,06	3,46	3,94	3,28	3,36	3,83	3,30	4,75	3,34	3,73	4,60
K ₂ O	0,79	0,73	1,00	1,46	2,21	1,62	1,22	1,40	0,62	0,76	0,83	0,94	1,20	1,15	1,36	1,20	1,43	1,33	1,88
P ₂ O ₅	0,36	0,25	0,31	—	0,05	—	0,48	0,31	—	0,33	0,33	—	—	0,31	0,30	0,37	0,28	0,32	—
H ₂ O ⁺	0,60	0,31	0,76	0,09	—	1,15	0,76	—	0,05	0,42	0,88	—	1,80	0,44	0,60	0,54	0,82	0,77	0,24
H ₂ O ⁻	0,46	0,16	0,26	0,54	0,26	0,25	—	0,08	0,22	0,07	0,10	0,43	—	0,03	0,18	0,16	0,05	0,16	0,76
П.п.п.	—	—	—	—	1,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,00	100,60	99,50	100,58	100,31	99,03	99,62	100,06	100,01	99,51	100,06	100,09	100,49	99,90	99,84	100,00	100,22	99,99	100,15

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,3	8,5	8,9	10,8	11,4	8,5	8,7	8,0	8,0	9,0	10,6	8,8	9,5	10,6	9,2	12,5	9,6	10,5	12,6
<i>c</i>	8,7	8,7	7,5	6,7	5,3	5,2	6,0	7,3	11,0	7,8	7,0	7,9	7,8	8,1	5,5	5,9	6,2	4,7	3,4
<i>b</i>	18,2	19,5	17,1	13,8	9,4	23,9	18,7	18,1	17,7	18,9	18,2	19,4	13,6	12,2	18,4	13,2	16,1	14,2	11,2
<i>s</i>	64,8	63,3	66,5	68,7	73,9	62,4	66,6	66,6	63,3	64,3	64,5	63,9	69,1	69,1	66,9	68,4	68,1	70,6	72,8
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27,1	32,7
<i>c'</i>	14,2	14,8	14,0	12,2	6,7	8	15,2	10,6	13,6	22,5	20,2	17,7	13,3	17,4	21,4	18,0	22,2	—	—
<i>f'</i>	50,7	40,7	42,0	46,0	54,0	44	51,5	38,7	47,6	44,0	46,5	33,3	47,0	46,0	38,0	50,7	36,3	39,9	43,0
<i>m'</i>	35,1	44,5	44,0	41,8	39,3	48	33,3	50,7	38,8	33,5	33,3	49,0	38,7	36,6	40,6	31,3	41,5	33,0	24,3
<i>n</i>	84,5	87,6	82,7	80,2	71,9	72	79,2	74,0	89,0	87,5	87,2	83,4	80,6	83,2	78,6	85,5	77,7	80,7	78,7
<i>f</i>	2,6	1,9	1,6	1,4	0,8	—	2,6	1,3	2,1	1,9	1,9	1,4	1,5	1,5	1,8	1,5	1,2	1,2	0,9
<i>φ</i>	16,6	12,3	9,9	16,7	40,7	—	12,7	6,84	17,3	12,4	18,2	14,5	13,1	8,14	9,2	14,3	6,0	6,9	9,1
<i>Q</i>	4,3	0,9	7,7	9,1	19,7	2,6	9,8	9,9	-0,4	2,8	1,4	2,3	11,4	8,9	9,9	5,9	0,8	15,5	17,0

Компо- ненты	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
SiO ₂	67,37	69,08	45,36	61,04	63,64	66,55	66,66	68,95	69,22	69,36	70,78	72,36	72,90	73,20	73,34	50,72	53,42	53,59	57,64
TiO ₂	0,80	0,64	0,70	1,34	0,92	0,51	0,84	0,55	0,80	0,80	0,42	0,63	0,47	1,20	0,46	0,89	1,02	0,33	0,99
Al ₂ O ₃	15,34	16,03	24,58	16,80	14,86	17,56	15,24	14,78	15,33	15,34	14,26	13,65	12,77	12,47	14,29	18,50	16,48	18,93	16,39
Fe ₂ O ₃	2,64	1,16	2,60	2,51	3,65	5,18	2,27	4,54	1,22	1,77	3,30	6,04	1,69	1,27	3,56	8,21	7,42	8,04	8,23
FeO	0,92	1,44	4,54	2,59	1,29	—	1,46	—	1,32	1,46	—	—	1,55	0,81	—	1,55	2,73	0,27	0,24
MnO	0,15	0,11	0,16	0,27	0,18	—	0,15	—	0,15	0,09	—	—	0,11	0,10	—	0,12	0,15	0,34	0,10
MgO	1,30	0,86	7,14	2,54	1,47	1,52	1,53	1,50	0,92	1,17	1,13	0,67	1,88	0,83	1,07	4,89	4,80	4,48	2,75
CaO	3,76	3,06	13,52	5,40	4,28	4,35	3,90	3,26	2,82	3,00	3,52	0,31	3,10	1,68	2,54	10,60	8,25	8,24	6,40
Na ₂ O	4,67	4,63	0,70	4,35	3,20	4,36	4,61	4,14	4,61	3,03	4,22	2,47	3,12	4,28	3,98	3,00	3,60	3,66	4,15
K ₂ O	2,08	2,20	0,21	2,40	1,22	2,36	2,27	2,10	2,55	1,40	2,69	3,68	2,50	3,86	2,59	0,57	0,87	1,34	1,12
P ₂ O ₅	0,15	0,09	0,13	0,32	0,15	—	0,20	—	0,20	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,03	0,49	0,27	0,63	2,63	—	0,61	—	0,44	1,66	—	0,13	0,36	0,28	—	0,30	0,35	0,10	0,42
H ₂ O ⁻	0,45	0,14	0,18	—	2,23	—	0,48	0,10	0,30	0,39	—	—	0,07	0,02	—	0,78	0,61	0,38	1,00
П.п.п.	—	—	—	—	—	0,30	—	0,83	—	—	0,43	0,61	—	—	0,50	—	—	—	—
Сумма	99,66	99,93	100,09	100,19	99,72	102,69	99,92	100,75	99,58	99,57	100,75	100,55	100,55	100,00	102,33	100,27	99,77	99,70	99,55

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13,2	13,2	2,0	13,1	9,4	12,8	13,1	12,0	13,8	8,6	12,8	12,1	10,0	10,2	14,3	7,8	9,4	10,4	11,1
<i>c</i>	3,6	3,7	17,4	4,8	5,5	5,2	3,5	3,7	3,3	3,6	2,8	2,9	0,3	2,9	0,8	9,1	6,6	7,9	5,8
<i>b</i>	6,4	4,5	22,1	11,1	8,1	7,0	7,2	6,5	3,9	9,4	6,0	5,0	12,2	6,7	4,2	22,1	21,2	18,2	14,7
<i>s</i>	76,8	78,6	58,6	71,0	77,0	75,0	76,2	77,8	79,0	78,4	78,4	80,0	77,5	80,2	80,7	61,1	62,8	63,5	68,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	8,0	—	—	—	—	47,5	—	6,6	52,1	—	—	—	—	—	—
<i>c'</i>	15,2	15,2	4,9	16,2	—	1,0	17,0	3,1	1,7	—	23,1	—	—	8,8	26,1	20,0	17,3	13,6	15,5
<i>f'</i>	52,0	53,0	33,7	44,7	59,8	62,8	47,0	58,8	58,7	31,4	46,2	59,2	39,6	44,1	44,5	40,8	43,6	42,8	51,8
<i>m'</i>	34,8	31,8	61,4	39,1	32,2	36,2	36,0	38,1	39,6	21,1	30,7	34,2	8,3	46,1	32,4	39,2	39,1	43,6	32,7
<i>n</i>	77,3	76,5	84,7	73,7	80,0	73,7	75,9	75,3	72,9	67,6	70,1	69,7	50,4	65,2	63,2	88,9	86,3	80,3	84,9
<i>t</i>	0,9	0,7	1,2	1,7	1,3	0,5	2,0	0,6	0,9	0,4	0,5	0,5	0,6	0,5	1,2	1,3	1,4	0,4	1,3
<i>φ</i>	35,1	21,2	33,0	19,9	41,1	—	26,4	—	24,1	16,1	—	—	39,6	27,7	2,3	33,2	30,5	91,7	49,5
<i>Q</i>	23,6	27,1	-4,4	11,0	29,7	12,2	22,7	28,9	27,1	36,0	28,4	32,9	34,7	37,1	3,3	2,5	0,3	-1,7	8,9

Таблица 29 (продолжение)

Компо- ненты	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94
SiO ₂	61,00	50,04	52,20	56,88	60,24	62,72	64,48	65,32	63,12	64,82	66,46	66,98	69,20	61,08	61,14	61,20	61,24	61,24
TiO ₂	0,94	1,76	1,91	1,22	1,15	1,30	1,18	1,37	0,70	0,75	0,30	0,30	0,75	1,17	1,30	1,02	1,27	0,64
Al ₂ O ₃	14,85	17,69	17,23	17,60	16,51	16,23	15,64	14,62	16,03	16,06	15,68	16,79	14,78	18,06	16,09	17,33	17,17	17,20
Fe ₂ O ₃	4,62	2,96	2,73	1,11	3,60	2,01	1,29	0,74	2,05	0,89	2,52	1,76	2,26	2,41	2,62	2,36	2,49	2,65
FeO	2,59	7,01	7,62	6,03	3,10	3,50	3,73	2,82	2,28	3,17	2,16	2,17	0,92	3,33	3,99	3,73	3,59	3,51
MnO	0,11	0,28	0,33	0,24	0,21	0,25	0,27	—	0,23	0,20	0,14	0,23	0,17	0,12	0,15	0,14	0,13	0,10
MgO	3,12	4,98	4,41	2,46	1,47	1,77	1,01	1,08	0,92	0,38	0,97	0,69	0,76	2,10	1,71	2,29	1,91	2,55
CaO	6,10	10,38	8,64	7,86	4,72	4,88	4,38	4,22	3,97	4,32	4,03	3,51	2,58	6,04	6,75	5,54	6,18	5,80
Na ₂ O	4,81	2,84	3,62	3,77	4,74	4,61	4,84	4,47	4,23	4,46	4,69	4,69	4,63	4,53	4,67	4,43	4,46	4,80
K ₂ O	1,82	0,46	0,83	1,43	2,16	2,04	2,24	2,06	2,49	2,22	2,40	2,37	2,47	1,40	1,85	1,60	1,62	1,87
P ₂ O ₅	—	0,16	—	0,36	0,12	0,13	0,41	—	0,43	0,37	0,31	0,32	0,24	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,42	0,82	0,60	0,98	1,34	0,60	0,44	1,45	2,97	1,57	0,49	0,47	0,24	0,21	0,12	0,09	0,28	0,24
H ₂ O ⁻	0,20	0,15	0,30	0,10	0,31	0,51	0,14	0,06	0,31	0,20	0,16	0,13	0,56	0,05	0,17	0,07	0,04	0,02
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,58	99,55	100,42	100,04	99,67	100,55	100,05	98,21	99,73	99,41	100,31	100,41	99,56	100,50	100,56	99,80	100,38	100,62

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,9	7,2	9,5	10,7	13,9	13,1	13,8	12,8	13,6	13,3	13,7	13,8	13,7	12,2	12,9	12,2	12,3	13,2
<i>c</i>	3,2	7,8	7,0	6,9	4,4	4,4	3,6	3,3	4,4	4,3	3,5	4,3	3,0	6,1	4,2	5,6	5,4	5,2
<i>b</i>	15,5	23,0	21,4	14,4	10,4	9,9	8,4	6,9	6,5	5,9	7,3	5,4	4,3	10,3	12,9	10,6	11,1	11,8
<i>s</i>	68,4	61,0	62,1	68,0	71,3	72,6	74,2	77,0	75,5	76,5	75,5	76,5	79,0	71,4	70,0	71,5	71,2	69,8
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,4	—	—	—	—	—	—
<i>c'</i>	25,8	19,2	17,3	21,1	14,1	15,9	21,8	25,7	9,8	19,1	18,5	—	3,1	12,4	30,2	11,2	19,2	15,6
<i>f'</i>	41,0	42,6	47,2	49,5	61,7	53,6	58,0	47,5	65,2	70,2	59,3	71,8	67,2	52,6	47,5	51,8	51,4	48,0
<i>m'</i>	33,2	38,2	35,5	29,4	24,2	30,5	20,2	26,8	25,0	10,7	22,2	21,8	29,7	35,0	22,3	37,0	29,4	36,4
<i>n</i>	80,1	91,0	86,0	79,7	77,3	77,5	76,9	77,2	71,7	75,8	75,3	75,6	73,8	83,1	79,3	80,0	80,7	79,6
<i>t</i>	1,1	2,5	2,7	1,6	1,5	1,5	1,4	1,5	0,89	0,92	0,36	0,36	0,86	1,4	1,6	1,2	1,5	0,8
<i>φ</i>	24,9	11,4	11,8	6,9	30,8	16,7	12,9	8,9	24,9	14,3	29,6	28,2	43,8	20,3	17,3	16,8	19,4	39,8
<i>Q</i>	7,7	-1,2	-1,8	7,7	10,4	10,2	17,2	25,1	19,4	22,1	20,1	24,1	27,6	12,2	10,0	12,7	12,4	8,0

Таблица 29 (окончание)

Компо- ненты	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112
SiO ₂	61,38	61,50	61,50	61,63	61,83	62,02	62,22	62,24	62,26	62,26	62,28	62,58	62,88	63,06	63,08	63,22	63,58	63,88
TiO ₂	1,03	1,30	1,03	1,01	1,14	0,94	1,08	0,75	1,13	0,64	1,00	1,07	0,91	0,76	1,27	1,12	1,13	1,38
Al ₂ O ₃	16,65	15,84	16,90	17,12	17,15	16,26	16,48	17,15	16,76	16,94	16,93	16,44	17,62	14,81	16,37	15,93	15,51	15,81
Fe ₂ O ₃	2,30	2,49	2,61	2,53	1,89	2,00	1,72	1,53	2,60	2,20	1,91	2,48	1,31	2,08	1,97	2,44	2,48	1,62
FeO	4,15	4,48	3,61	3,57	4,02	3,52	3,99	3,76	3,34	3,93	4,11	3,91	3,39	3,02	4,14	3,66	3,59	3,36
MnO	0,22	0,15	0,15	0,11	0,14	0,06	0,22	0,18	0,17	0,18	0,12	0,15	0,19	0,10	0,16	0,12	0,16	0,19
MgO	1,92	2,33	2,16	2,32	1,70	1,93	2,04	2,23	2,38	2,00	2,30	2,01	1,46	0,94	1,16	2,36	1,69	1,39
CaO	4,89	5,40	6,08	5,52	5,25	5,54	5,62	5,40	4,60	5,32	5,00	4,65	5,62	3,28	4,55	4,94	4,70	4,90
Na ₂ O	4,31	4,64	4,35	4,43	4,72	4,44	4,64	4,48	4,43	4,62	4,57	4,51	4,75	5,56	4,68	4,37	4,58	5,04
K ₂ O	1,41	1,70	1,64	1,77	1,99	1,39	1,73	1,73	1,56	1,68	1,86	2,00	1,59	2,40	1,84	1,84	1,89	1,74
P ₂ O ₅	0,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,05	0,05	0,47	0,43	1,28	0,33	0,15	0,05	0,40	0,27	0,24	0,03	—	0,24	0,09	0,08	0,92
H ₂ O ⁻	—	0,07	0,10	0,07	0,17	0,23	—	0,14	0,06	0,18	0,07	0,10	0,19	0,43	0,02	0,05	0,11	0,05
П.ц.п.	0,09	—	—	—	0,79	0,79	—	—	—	—	—	—	—	3,98	—	—	—	—
Сумма	98,62	99,35	100,18	100,55	101,22	100,40	100,49	99,74	99,34	100,35	100,42	100,14	99,28	100,42	99,48	100,14	99,50	100,28

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13,0	12,6	12,0	12,4	13,4	12,0	12,7	12,5	12,1	12,7	12,7	12,8	12,9	16,0	13,0	12,2	12,8	13,6
<i>c</i>	4,8	4,3	5,3	5,4	4,9	5,1	4,6	5,4	5,3	5,1	4,4	4,6	5,5	2,1	4,5	4,5	4,0	3,8
<i>b</i>	10,7	12,2	11,6	11,0	10,0	10,3	11,2	10,2	10,1	10,4	11,1	10,4	8,5	8,4	8,8	11,1	10,3	9,3
<i>s</i>	71,5	70,9	71,1	71,2	71,7	72,6	71,5	71,9	72,5	71,8	71,6	72,1	73,1	73,5	73,5	72,2	73,0	73,4
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>c'</i>	11,6	18,9	17,9	12,5	15,5	17,4	12,5	12,2	3,8	13,4	14,3	10,2	17,1	23,4	12,0	13,3	17,0	23,3
<i>f'</i>	57,7	48,9	50,4	51,9	55,7	50,4	49,4	50,0	55,7	54,8	50,7	57,2	53,7	57,3	65,5	50,7	55,2	51,1
<i>m'</i>	30,7	32,2	31,7	35,6	28,8	32,2	31,1	37,8	40,4	31,8	34,9	32,5	29,2	19,3	22,3	36,0	27,8	25,6
<i>n</i>	84,1	80,6	80,1	79,4	78,3	82,9	80,3	79,7	81,2	80,6	78,8	77,4	81,8	77,9	79,4	78,3	78,6	81,6
<i>t</i>	1,3	1,6	1,2	1,2	1,4	1,1	—	0,9	1,4	0,7	1,1	1,27	—	0,9	1,5	1,3	1,3	1,6
<i>φ</i>	18,6	15,3	19,4	19,9	16,2	16,9	—	12,8	22,3	17,8	15,6	20,0	—	21,5	19,1	18,6	20,9	14,6
<i>Q</i>	11,9	12,2	12,8	12,2	11,8	16,2	13,0	13,4	15,4	13,1	13,2	13,9	14,9	13,0	16,2	15,6	16,5	15,6

Примечания к таблице 29. Современный конус вулкана Карымского. 1 — обр. 780, андезит, северный комплекс лав голоценового возраста, ан. Т. В. Долгова; 2 — обр. 783, андезит, то же, ан. М. И. Милованова; 3 — обр. 60020А, андезит, пепел вулкана Карымского (Горшков, 1960), ан. В. П. Эрман; 4 — обр. 160019 (Горшков, 1960), андезито-дацит, ан. В. П. Эрман; 5 — обр. 10, дацит, южный комплекс лав раннеголоценового возраста (Влодавец, 1947), ан. В. М. Некрасова; 6 — обр. 22, дацит, лавовый поток извержения 1934—1935 гг. (Влодавец, 1947), ан. В. М. Некрасова. **Древний вулкан Карымский (кальдера)**. Восточный борт кальдеры: 7 — обр. 165—6, андезито-базальт, ан. О. М. Табакова; 8 — обр. 168-К, андезито-базальт, ан. О. М. Табакова; 9 — обр. 171, дацит, ан. О. М. Табакова; Северный борт кальдеры: 10 — обр. 205—4 андезито-базальт, ан. Г. Ф. Некрасова; 11 — обр. 205—7, андезито-базальт, ан. Н. М. Бендер; Западный борт кальдеры: 12 — обр. 320, андезито-базальт, ан. О. М. Табакова; 13 — обр. 324, андезит, ан. О. М. Табакова. **Вулкан Двор**: 14 — обр. 9К, андезито-базальт, нижние лавовые горизонты постройки (Федоров, 1962, не опубл. анализ), ан. И. М. Бендер; 15 — обр. 791, андезито-базальт, верхние лавовые горизонты постройки, ан. Т. В. Долгова; 16 — обр. 313, андезито-базальт, нижние лавовые горизонты постройки, ан. Т. В. Долгова; 17 — обр. 789, андезито-базальт, верхние лавовые горизонты постройки, ан. Т. В. Долгова; 18 — обр. 36, андезито-базальт, то же (Влодавец, 1947), ан. Г. Ф. Некрасова; 19 — обр. 314, андезито-базальт, нижние лавовые горизонты постройки, ан. О. М. Табакова; 20 — андезито-базальт, обр. 318, то же, ан. Г. Ф. Некрасова. **Вулкан Академии Наук**: 21 — обр. 623, андезит, то же, ан. Г. Ф. Некрасова; 22 — обр. 622, андезит, то же, ан. Г. Ф. Некрасова; 23 — обр. 627, дацит, средние лавовые горизонты постройки, ан. Т. В. Долгова; 24 — обр. 49, дацит, верхние лавовые горизонты постройки, ан. В. М. Некрасова; 25 — обр. 756, липарит, обсидианы, генетически связанные с кальдерой Академии Наук, ан. Г. Ф. Некрасова. **Вулкан Однобокий**: 26 — обр. 697, андезито-базальт нижние лавовые горизонты постройки, ан. Т. В. Долгова; 27 — обр. 687, андезито-базальт, средние лавовые горизонты постройки, ан. Т. В. Долгова; 28 — обр. 700, андезито-базальт, то же, ан. М. И. Милованова; 29 — обр. 45, андезит, то же (Влодавец, 1947), ан. В. М. Некрасова; 30 — обр. 749, андезито-дацит, северный борт кальдеры, верхние лавовые горизонты, ан. Г. Ф. Некрасова. **Вулкан Белянкина**: 31 — обр. 658, андезито-базальт, нижние лавовые горизонты дугообразной постройки, ан. Т. В. Долгова; 32 — обр. 659, андезито-базальт, средние лавовые горизонты постройки, ан. Т. В. Долгова; 33 — обр. 40, дацит, верхние горизонты постройки (Влодавец, 1947), ан. В. М. Некрасова. **Вулкан Крайний**: 34 — обр. 42, андезит, верхние постройки (Влодавец, 1947), ан. В. М. Некрасова. **Вулкан Разлатый**. 35 — обр. 1042, базальт, лавовые горизонты в средней части постройки, ан. Г. Ф. Некрасова; 36 — обр. 56 — базальт, лавовые горизонты в средней части постройки (Влодавец, 1947), ан. В. М. Некрасова; 37 — обр. 641, андезито-базальт, лавовые потоки вулкана, ан. Т. В. Долгова. **Вулкан Соболиный**. 38 — обр. 877, базальт, нижние лавовые горизонты постройки, ан. Г. Ф. Некрасова. 39 — обр. 1604, андезито-базальт, лавовые потоки вулкана, истоки руч. Мутного, ан. Т. В. Долгова; 40 — обр. 884, андезито-базальт, верхние лавовые горизонты постройки, ан. Г. Ф. Некрасова. **Вулкан Сухой**: 41 — обр. 830, андезито-базальт, лавовый поток вулкана, северный борт оз. Пересыхающего (оз. Сухое), ан. М. И. Милованова; 42 — обр. 861, андезит, северо-западный лавовый поток вулкана, ан. Г. Ф. Некрасова; 43 — обр. 59, дацит, вершина постройки (Влодавец, 1947), ан. В. М. Некрасова. **Вулкан Малый Семячик**: 44 — обр. 22 (46), андезито-базальт (Влодавец, 1956), ан. В. М. Некрасова; 45 — обр. 1645, андезито-базальт, поток лавы в среднем течении р. Карымской, ан. Т. В. Долгова; 46 — обр. 70, андезит, средние горизонты постройки (Влодавец, 1956), ан. В. М. Некрасова. **Многочленные вулканические образования**: 47 — обр. 851 — плагиоклазовые базальты, Маар Валентина к северо-востоку от вулкана Двор, ан. Г. Ф. Некрасова; 48 — обр. 854 — оливиносодержащие андезито-базальты, северо-восточные склоны вулкана Двор, ан. М. И. Милованова; 49 — обр. 838, двупироксеновые андезито-базальты, конус Круглый, ан. М. И. Милованова; 50 — обр. 603, двупироксеновые андезито-базальты, конус Лагерный, ан. Т. В. Долгова; 51 — обр. 828, двупироксеновые андезито-базальты, оз. Пересыхающее, ан. Т. В. Долгова; 52 — обр. 853, двупироксеновые андезиты, северо-восточные склоны вулкана Двор, ан. М. И. Милованова; 53 — обр. 893, андезит, северо-восточные склоны вулкана Двор, ан. Т. В. Долгова; 54 — обр. 721, андезит, юго-западные склоны вулкана Двор, ан. М. И. Милованова; 55 — обр. 902, двупироксеновые андезиты, лавовый поток в 2,8 км на север от горы Острой, ан. М. И. Милованова; 56 — обр. 858, двупироксеновые андезиты, моногенный вулкан в 2,5 км к юго-западу от горы Острой, ан. М. И. Милованова; 57 — обр. 839, дацит, лавовый конус северо-восточнее конуса Круглого, ан. Т. В. Долгова; 58 — обр. 833, дацит, лавовый конус северо-северо-восточнее конуса Круглого, ан. Г. Ф. Некрасова; 59 — обр. 840, липарито-дацит, лавовый конус юго-восточнее конуса Круглого, ан. Т. В. Долгова. **Ксенолиты**: 60 — обр. 696 — мегакристаллические базальты, вершина вулкана Однобокого, ан. Т. В. Долгова; 61 — обр. 768, кварцевый диорит, истоки р. Карымской, ан. Т. В. Долгова; 62 — обр. 737, диорит, вулкан Двор, ан. Г. Ф. Некрасова; 63 — обр. 770 — гранодиорит, истоки р. Карымской, ан. Т. В. Долгова; 64 — обр. 695, гранодиорит, среднее течение руч. Карымского, ан. Г. Ф. Некрасова; 65 — обр. 1010, гранит, левый борт р. Карымской, ан. Т. В. Долгова; 66 — обр. 694 — гранит,

руч. Карымский, потоки, ан. Т. В. Долгова; 67 — обр. 769, гранодиорит, истоки р. Карымской, ан. М. И. Милованова; 69 — обр. 739, гранит, вулкан Двор, в пемзах, генетически связанных с образованием кальдеры Карымского вулкана, ан. Г. Ф. Некрасова; 70 — обр. 736, гранит, то же, ан. О. М. Табакова; 71 — обр. 765, гранит, истоки р. Карымской, ан. Т. В. Долгова; 72 — обр. 1015, гранит, в пемзах, генетически связанных с образованием кальдеры Академии наук, ан. Г. Ф. Некрасова. **Субвулканические образования:** 73 — обр. 312-К, базальт, экструзия в нижних горизонтах лав вулкана Двор, ан. И. М. Бендер, северо-западный борт кальдеры Карымского вулкана; 74 — обр. 212—16, андезито-базальт, дайки в северо-западном борту кальдеры Карымского вулкана, ан. И. М. Бендер; 75 — обр. 629, гиперстеновый андезито-базальт, экструзия горы Скалистой, ан. Т. В. Долгова; 76 — обр. 256, андезит, экструзия в центральной части вулкана Двор, ан. Г. Ф. Некрасова; 77 — обр. 273-К, андезит, дайки в долине р. Карымской, ан. Г. Ф. Некрасова. **Четвертичное плато:** 78 — обр. 674, базальт, истоки р. Половинки, ан. Г. Ф. Некрасова; 79 — обр. 676, базальт, истоки р. Половинки, ан. Т. В. Долгова; 80 — обр. 1644, андезито-базальт, среднее течение р. Карымской, правый борт, ан. М. И. Милованова; 81 — обр. 1613, плато-игнимбриты андезинового состава, руч. Мутный, ан. М. И. Милованова; 82 — обр. 1610, плато-игнимбриты андезито-дацитового состава, руч. Мутный, ан. М. И. Милованова; 83 — обр. 888, плато-игнимбриты дацитового состава, ан. М. И. Милованова, истоки р. Правая Жупановая; 84 — обр. 1616, плато-игнимбриты дацитового состава, руч. Мутный, ан. О. М. Табакова; 85 — обр. 1611, плато-игнимбриты дацитового состава, руч. Мутный, ан. О. М. Табакова; 87 — обр. 1612, плато-игнимбриты дацитового состава, руч. Мутный, ан. О. М. Табакова; 88 — обр. 1612/1, плато-игнимбриты дацитового состава, руч. Мутный, ан. О. М. Табакова; 89 — обр. 1615/1, плато-игнимбриты липарито-дацитового состава, руч. Мутный, ан. Г. Ф. Некрасова; 90 — обр. 137, андезит, лава глыбового строения, порция II, октябрь 1962 г., ан. И. М. Бендер; 91 — обр. 102, андезит, лава (глыбового; строения, порция II) подушечного строения, январь 1963 г., ан. И. М. Бендер; 92 — обр. 133, андезит, лава глыбового строения, порция II, октябрь 1962 г., ан. И. М. Бендер; 93 — обр. 122, андезит, лава глыбового строения, порция I, октябрь 1962 г., ан. Бельская; 94 — обр. 500, андезит, лава волнистого типа, май 1963 г., ан. И. М. Бендер; 95 — обр. 1К, пепел, октябрь 1962 г., ан. Бельская; 96 — обр. 138, пепел, июль 1963 г., ан. М. И. Мазалова; 97 — обр. 118, андезит, лава глыбового строения, порция II, октябрь 1962 г., ан. И. М. Бендер; 98 — обр. 130е и 130б, вулканическая бомба андезито-вого состава, среднее из 2 анализов, октябрь 1962 г., ан. И. М. Бендер; 99 — обр. 502, андезит, лава глыбового строения, май 1963 г., ан. М. И. Мазалова; 100 — обр. 519, андезито-дацит, лава покровного типа, май 1963 г., ан. И. М. Бендер; 101 — обр. 1000 — андезито-дацит, лава глыбового строения, январь 1965 г., ан. О. М. Табакова; 102 — обр. 947, андезито-дацит, лава глыбового строения, март 1964 г., ан. О. М. Табакова; 103 — обр. 116, андезито-дацит, лава глыбового строения, порция II, октябрь 1962 г., ан. И. М. Бендер; 104 — обр. 957, андезито-дацит, лава глыбового строения, май 1964 г., ан. Г. Ф. Некрасова; 105 — обр. 132 — андезито-дацит, вулканическая бомба, октябрь 1962 г., ан. Бельская; 106 — обр. 131, андезито-дацит, октябрь 1962 г., ан. М. И. Мазалова; 107 — обр. 939, андезито-дацит, лава подушечного строения, январь 1963 г., ан. Г. Ф. Некрасова; 108 — обр. 600, дацит, пепел, 11 мая 1963 г., собран в Тихом океане на т/х «Норильск» и в 300 км южнее вулкана, ан. Л. А. Комкова; 109 — обр. 101, дацит, пепел, выпавший в г. Петропавловске-Камчатском 11 мая 1963 г., ан. И. М. Бендер; 110 — обр. 1132, дацит, вулканическая бомба, август 1963 г., ан. И. М. Бендер; 111 — обр. 133 — дацит, то же, октябрь 1962 г., ан. Бельская; 112 — обр. 982, дацит, лава подушечного строения, январь 1963 г., ан. И. М. Бендер. В анализах 19, 73, 74, 76, 77, 94, 101 определялось CO_2 соответственно равное 0,20; 0,04; 0,07; 0,12; 0,16; 0,06; 0,42.

в базальтах. А. Стейнер (Steiner, 1958) объясняет эти колебания некоторой аккумуляцией кристаллов в процессе дифференциации магмы.

Интересно поведение щелочно-известкового индекса Куно (Kuno, 1959). Для всех эффузивов значение его варьирует от 13,03 до 26,83, исключение составляют обсидианы вулкана Академии Наук ($\text{Si}=2,72$) и липарито-дациты моногенных образований ($\text{Si}=8,35$). Для плато игнимбритов $\text{Si}=8,58—12,70$. Такое резкое различие в значениях щелочно-известкового индекса пород района может свидетельствовать, согласно Куширо и Куно (Kushiro a Kuno, 1963), о различных направлениях фракционной кристаллизации исходной магмы и зависимости от степени окисления железа и соответствующей ему сепарации магнетита. При этом образуются две серии пород: первая — с явным обогащением Fe (низкое окисление Fe и поздняя сепарация магнетита) на средних и поздних стадиях ($\text{Si}<8$), вторая — с умеренным обогащением Fe (высокое окисление и ранняя сепарация магнетита, $\text{Si}=9—13$). Также интересно

Таблица 30

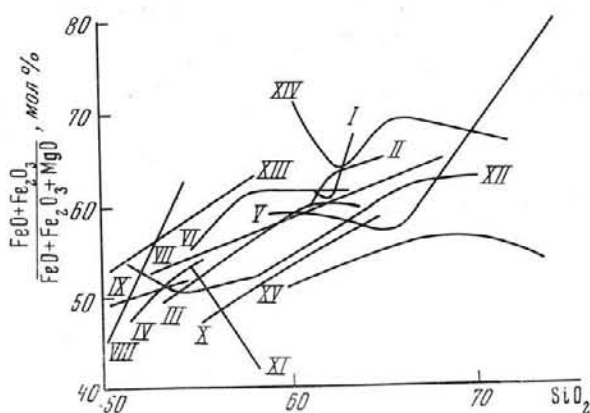
Характерные величины средних составов пород вулканов Карымской группы и четвертичного плато

Величина	Лавы современного конуса в. Карымского			Древний в. Карымский (кальдера)			в. Двор		в. Академии наук			в. Однобокий			в. Белянкина		в. Соболиный	
	андезит	андезито-дацит	дацит	андезито-базальт	андезит	дацит	базальт	андезито-базальт	андезит	дацит	липарит	андезито-базальт	андезит	андезито-дацит	андезито-базальт	дацит	базальт	андезито-базальт
δ	1,97	2,19	1,67	1,66	1,96	2,18	0,86	1,53	2,07	1,62	1,95	1,89	1,52	1,32	1,75	1,90	1,55	1,57
<i>alk</i>	23,20	22,45	22,48	21,95	23,12	23,64	21,26	22,54	22,38	22,86	21,36	21,49	21,20	21,27	21,34	22,13	23,33	22,52
Si	14,69	13,61	18,82	24,08	15,08	13,03	30,00	25,18	15,92	13,85	2,72	21,39	17,82	15,04	24,42	11,02	27,71	25,22
K ₂ O/Na ₂ O	0,33	0,38	0,40	0,30	0,42	0,31	0,23	0,23	0,30	0,46	0,75	0,29	0,33	0,27	0,22	0,33	0,23	0,24
Fe(мол.%)	60,4	63,0	64,2	52,8	59,8	59,5	49,2	51,5	59,2	56,6	78,8	56,0	61,5	61,5	53,4	63,7	49,6	50,8

Величины	в. Сухой			в. Малый Семьячик		Монотенные образования					Экструзивные образования			Плато		Плато-игнимбриты			
	андезито-базальт	андезит	дацит	андезито-базальт	андезит	базальт	андезито-базальт	андезит	дацит	липарит	базальт	андезито-базальт	андезит	базальт	андезито-базальт	андезит	андезито-дацит	липарито-дацит	
δ	1,37	1,81	1,67	1,59	1,12	1,91	1,75	1,63	1,89	1,78	1,65	2,13	2,16	1,84	1,94	2,76	2,42	2,12	1,92
<i>alk</i>	21,46	23,17	22,00	18,94	20,85	24,63	22,24	22,27	22,94	22,86	22,07	22,43	21,57	21,33	22,80	23,41	22,88	22,70	21,88
Si	27,24	21,93	15,82	25,59	31,94	23,98	25,54	21,76	11,70	8,35	26,83	25,01	17,53	24,86	16,60	9,75	12,70	8,58	
K ₂ O/Na ₂ O	0,30	0,37	0,60	0,48	0,52	0,20	0,23	0,34	0,42	0,47	0,19	0,30	0,32	0,19	0,37	0,45	0,44	0,50	0,53
Fe(мол.%)	47,9	51,4	57,2	52,6	43,0	54,2	50,4	52,3	61,7	62,6	50,6	50,4	57,9	54,3	61,5	70,7	62,7	73,5	67,8

Рис. 25. Диаграмма железистость — SiO_2 для вулканогенных пород и гранитоидных ксенолитов.

- I — извержения 1962—1965 г.;
- II — современного конуса;
- III — древнего Карымского вулкана;
- IV — вулкана Двор;
- V — Академии наук;
- VI — Однобокий;
- VII — Белянкина;
- VIII — Разлатый;
- IX — Соболиный;
- X — Сухой;
- XI — Малый Семячик;
- XII — моногенные вулканы;
- XIII — эффузивы плато;
- XIV — плато-игнимбриты;
- XV — ксенолиты



поведение общей железистости (коэффициент F). Наиболее высокие значения этого коэффициента присущи липаритам и дацитам, т. е. продуктам конечной дифференциации. Для наглядности на рис. 25 показана зависимость коэффициента F от увеличения содержания SiO_2 .

Характер изменения содержания главных породообразующих окислов отражен на вариационных диаграммах Харкера (рис. 27). На диаграмме видно, что разброс точек невелик (исключение составляет Al_2O_3 , что объясняется методом определения глинозема); это обстоятельство позволяет наметить вариационную кривую, показывающую основные закономерности в поведении породообразующих окислов. С увеличением кремнекислоты уменьшается количество окислов кальция и магния, окиси титана, глинозема и сумма окислов железа. Каких-либо «перегибов» или отклонений от этой закономерности не отмечается.

Обратная картина наблюдается в поведении окислов щелочных металлов: с возрастанием кислотности пород происходит накопление этих компонентов, причем обнаруживается явная тенденция к преобладанию K_2O над Na_2O . Несколько иначе ведут себя окислы в плато-игнимбритах. Если изменения Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ подвержены той же закономерности, что в эффузивах, то MgO , TiO_2 , CaO , Na_2O и K_2O проявляют не совсем понятные особенности, которые, по-видимому, являются отражением своеобразных генетических признаков игнимбритов. В то же время анализ характерных величин и рассмотрение ряда диаграмм позволяет утверждать, что разнообразные по химизму эффузивные породы района — генетически родственные образования.

Поведение главных породообразующих окислов хорошо согласуется с данными петрографии. Высокое содержание глинозема, достигающее в базальтах 19—20% и не менее 15% в остальных породах, определяет главенствующую роль в составе пород ромбического пироксена и плагиоклазов повышенной основности. Изменение содержания окиси титана зависит от количества титаномагнетита. Суммарное количество железа составляет 6—8% и характеризуется постоянным преобладанием закисного железа над окисным. В ряде анализов высокое содержание окисного железа связано, по-видимому, с частичной гематитизацией пород. Известно, что закисное железо в основном входит в пироксены, а окисное — концентрируется в титаномагнетите. По данным петрографии, с увеличением кислотности пород общее количество пироксенов прогрессивно уменьшается, что также достаточно четко коррелируется с петрохимическими построениями.

Содержание MgO также резко понижается с увеличением кислотности, что прямым образом связано с уменьшением роли темноцветных минералов. Количество CaO сильно колеблется: от 9,60 в основных разностях пород до 1,36 в кислых, что отражается в составе плагиоклаза вкрапленников.

Наиболее яркие особенности химического состава продуктов вулканизма исследуемого района выражены на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 26). По положению и характеру векторов можно видеть, что химические особенности пород полностью отвечают их минеральному составу, и подобно последнему, постепенно изменяются при переходе от базальтов к липаритам.

На плоскости asb векторы, соответствующие составам анализируемых пород, образуют два выделяющихся роя. Первый, в нижней части диаграммы, обусловлен преобладанием среди лав средних по составу разностей пород, по возрасту относящихся к Q_1 — Q_3 . Здесь вариационная линия проводится достаточно уверенно. Второй рой векторов располагается в верхней части диаграммы, где вариационная линия проводится менее уверенно из-за значительного разброса точек; тем не менее нужно отметить явное тяготение роя векторов к правой части диаграммы. Крайнее правое положение здесь занимают векторы, отвечающие составам плато-игнимбритов. За исключением последних, все породы этого роя по возрасту относятся к интервалу времени от Q_3 до Q_4 .

Перерыв между верхним и нижним роями векторов, по-видимому, следует объяснить наступлением новой фазы в вулканической деятельности района, фазы существенного поокисления пород, следовавшей за некоторым перерывом, достаточным для того, чтобы дифференциация в канале или очаге достигла состава дацитов. Как видно на диаграмме, две вариационные линии следует рассматривать как единый эволюционный ряд развития — от базальтов до липаритов. Вариационная линия игнимбритов отражает самостоятельный путь развития.

Перейдем к характеристике намечаемых двух фаз развития магматизма.

Первая фаза характеризуется достаточным разнообразием петрографических типов пород, рой векторов и ее вариационная линия отличаются значительной протяженностью. Ближе всего к оси sb подходит нижнее окончание рассматриваемой линии; в верхней ее части проявляется тенденция к удалению от оси sb , но общий характер вариационной линии отличается значительной крутизной, что свидетельствует о медленном увеличении количества щелочей по мере возрастания кислотности. Длина и направление векторов на диаграмме закономерно изменяются; если в нижней части каждый вектор характеризуется значительной длиной и максимальным поворотом по оси sb , что свидетельствует об отчетливо выраженной магнезиальности и слабой известковистости, то в верхней части эти особенности выражены менее резко. Длина векторов здесь короче, а направление их ближе к вертикальному, что является результатом увеличения роли железа в феррических минералах при одновременном уменьшении в их роли кальция. Минералогически все эти изменения выразились в исчезновении оливина в андезито-базальтах и начавшейся смене моноклинного пироксена ромбическим в андезито-базальтах и андезитах. Благодаря этому закономерно появление дупироксеновых андезитов и андезито-базальтов вслед за оливинсодержащими и плагиоклазовыми базальтами. Крайнее правое положение занимают векторы пород субинтрузивного комплекса (74, 75, 77, 28), отражающие большую щелочность пород андезитового состава.

Вторая фаза менее разнообразна по петрографическому типу пород. Рой векторов и вариационная линия отличаются меньшей протяженностью и тяготеют к правой части диаграммы, что указывает на

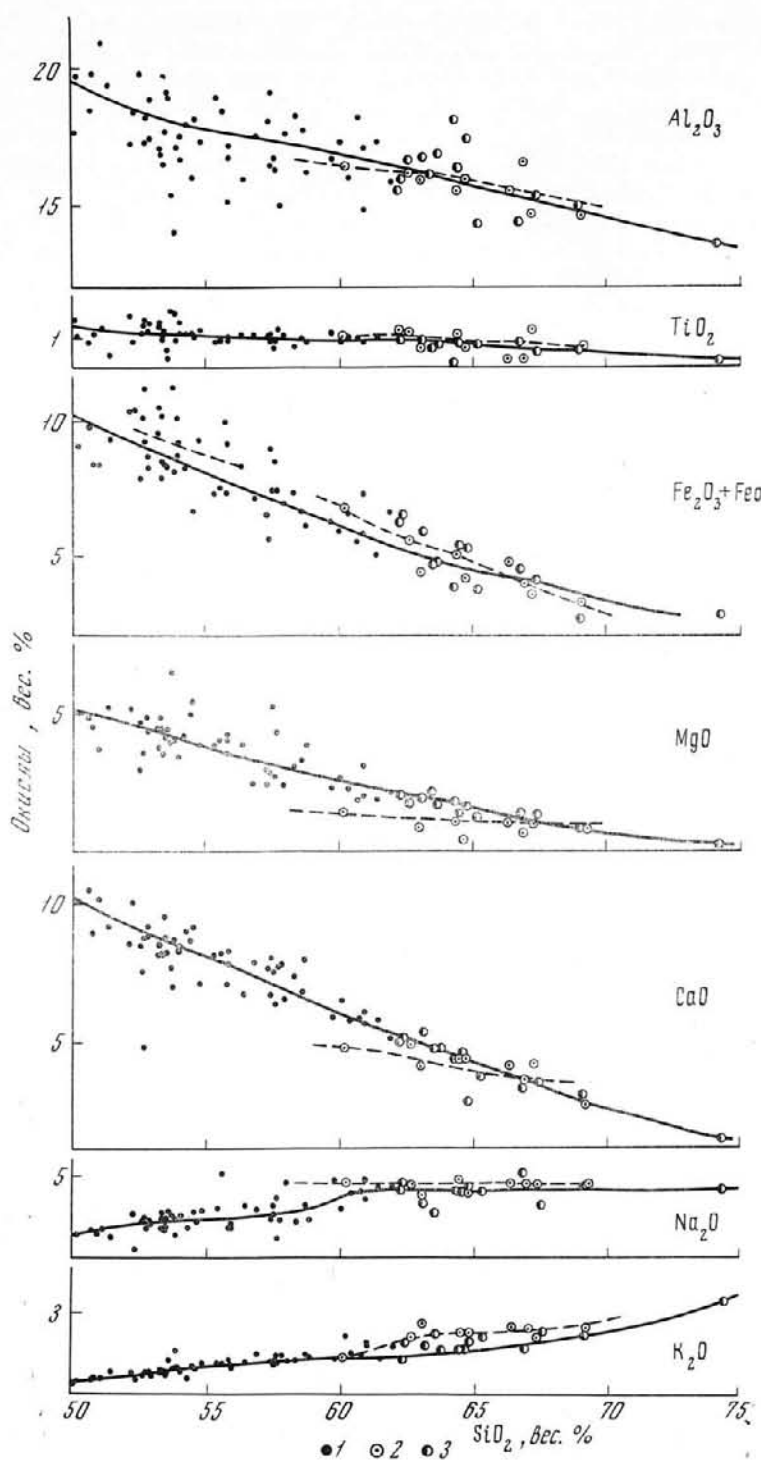


Рис. 26. Вариационная диаграмма Харкера для главных породообразующих окислов в эффузивах вулканов Карымской группы

- 1 — лавы I фазы;
- 2 — плато-игнимбриты;
- 3 — лавы II фазы

существенно железистый характер фемических минералов и увеличение роли глинозема. Минералогически эти изменения выражаются в замещении моноклинного пироксена гиперстеном в андезито-дацитах и дацитах и почти полном исчезновении фемических минералов в липарито-дацитах и липаритах.

В левой части диаграммы на проекции csb векторы пород обеих фаз имеют сравнительно крутой наклон к оси sb , лишь слабо изменяющийся в верхней части диаграммы. Это свидетельствует о преобладании Na_2O над K_2O во всех рассматриваемых породах. С увеличением кислотности и общей щелочности пород угол наклона векторов в верхней части диаграммы несколько уменьшается. Минералогически это выражается в появлении $K-Na$ полевого шпата в основной массе липарито-дацитов и липаритов.

От эффузивов исследуемого района довольно заметно по химизму отличаются плато-игнимбриты. Правда, количество анализов плато-игнимбритов далеко не достаточно для полной химической характеристики пород, но все-таки основные закономерности отчетливо выступают на диаграмме А. Н. Заварицкого. На вариационной диаграмме рои векторов, отвечающих химическим составам плато-игнимбритов, занимает крайнее правое положение в верхней части диаграммы. Линия, соединяющая начальные точки средних составов (векторов) на проекции asb , почти прямая и в основном параллельная вариационной линии пород второй фазы. Слабый наклон верхней части вариационной линии к оси sb указывает на то, что с повышением кислотности пород щелочность не увеличивается. Векторы плато-игнимбритов составляют относительно большой угол с осью sb (по сравнению с векторами пород второй фазы), длина их довольно большая. Все это свидетельствует о значительной магнезиальности и слабой известковистости плато-игнимбритов. Длина векторов на проекции csb не изменяется при различном положении их на диаграмме, что свидетельствует о резком преобладании Na_2O над K_2O и их постоянстве соотношения независимо от степени кислотности пород.

Сравнивая эффузивные породы и плато-игнимбриты района с современными вулканическими ассоциациями горных пород, находим, что все они относятся к серии известково-щелочных пород. Первая фаза представлена базальтами, андезито-базальтами, андезитами четвертичного плато и вулканов древний Карымский, Двор, Академии Наук, Соболиный, Малый Семячик, Белянкина, Однобокий и целым рядом моногенных и простых полигенных образований, которые занимают промежуточное положение между крайнеизвестковистым типом Пеле и умеренно известковистым Лассен-Пик. К породам второй фазы относятся андезитодациты, дациты, липарито-дациты и липариты современного конуса вулканов Карымский, Академии Наук и моногенных вулканических образований в центральной части района; все они целиком отвечают типу Лассен-Пик. Плато-игнимбриты, отчетливо тяготеют к типу пород Йеллоустон.

Следует подчеркнуть, что плато-игнимбриты, занимая верхнюю часть диаграммы и располагаясь рядом с породами второй фазы, резко отличаются от них по возрасту, т. е. пространственно разобщены.

Закономерности химизма вулканических пород Карымского района отчетливо выступают на треугольных вариационных диаграммах $Na_2O + K_2O - Fe_2O_3 + FeO - MgO$, что позволяет судить о ходе и характере дифференциации (рис. 27). Подавляющее число точек, соответствующих породам четвертичного плато и различным вулканическим постройкам, ложатся в поле пород гиперстеновой серии. Точки, отвечающие составам плато-игнимбритов, приурочиваются к левой нижней части поля пижонитовых пород (Купо, 1950). Несмотря на значительный разброс точек,

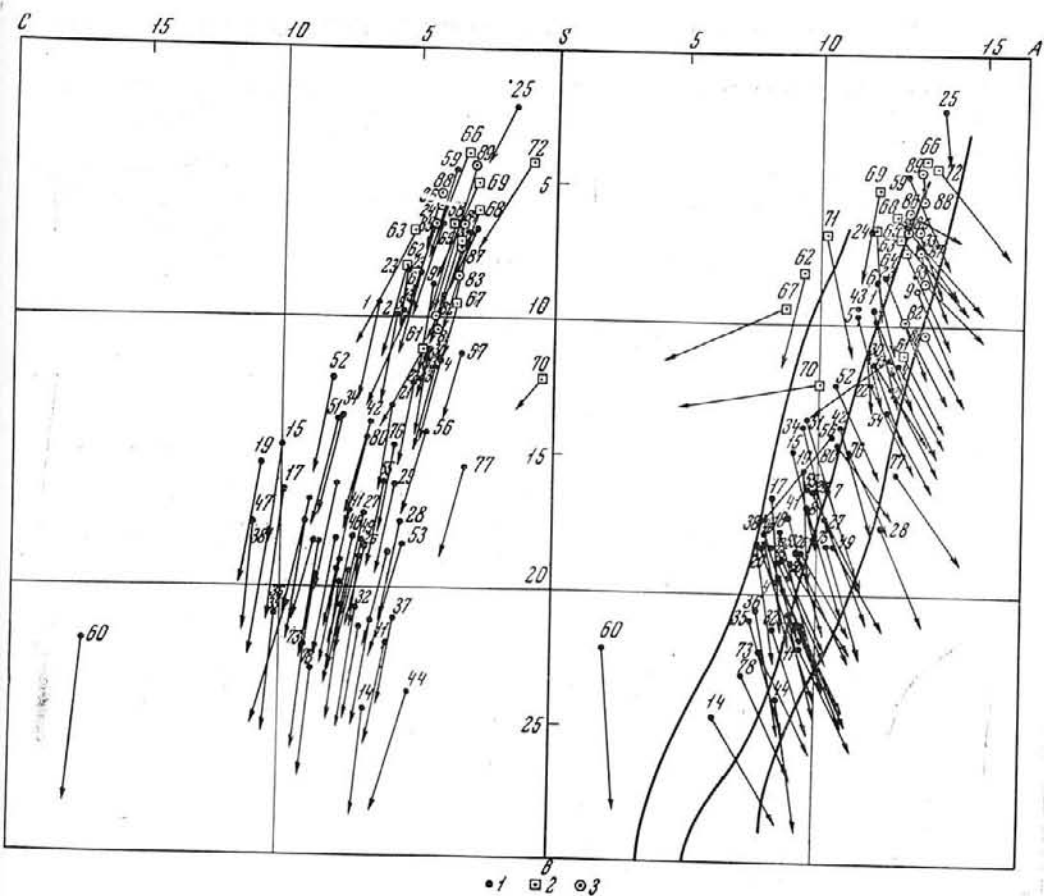


Рис. 27. Петрохимическая диаграмма вулканогенных пород и ксенолитов Карымской группы вулканов

- 1 — лавы;
- 2 — ксенолиты;
- 3 — плато-игнимбриты

отвечающих породам различных вулканов, представляется возможным отметить следующую закономерность. Точки, соответствующие породам первой фазы, располагаются в основном в центральной части поля гиперстеновой серии. К полю гиперстеновой серии также относятся породы второй фазы с тем отличием, что располагаются они главным образом на границе полей пижонитовой и гиперстеновой серий, тяготея к щелочному углу диаграммы. Это, по-видимому, объясняется пространственной и генетической близостью пород первой и второй фазы и их приуроченностью к единой первоначальной магме, высокоглиноземистой¹ по Куно (Купо, 1960). В то же время плато-игнимбриты, располагаясь на границе полей пижонитовой и гиперстеновой серий, представляют собой переходный тип.

¹ По содержанию окислов (Al_2O_3 , CaO , $Na_2O + K_2O$, Na_2O/K_2O) основные лавы вулканов Карымской группы близко стоят к базальтам высокоглиноземистого типа.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КСЕНОЛИТОВ

Граниты, гранодиориты, диориты. О петрохимических особенностях ксенолитов можно судить по составу этих пород, приведенному в табл. 30.

На диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки, отвечающие ксенолитам, располагаются левее роя эффузивов второй фазы. Вариационная линия гранитоидных ксенолитов занимает промежуточное положение между типом Пеле и Лассен-Пик.

Таблица 31

Железистость ксенолитов

Номер анализа в табл. 32	SiO ₂ , вес. %	F, мол. %	Номер анализов в табл. 32	SiO ₂ , вес. %	F, мол. %
			66	69,22	53,7
61	61,04	51,7	67	69,36	59,3
62	63,64	63,6	70	72,90	47,7
64	66,66	56,1	71	73,20	56,9

Сравнивая химизм описываемых ксенолитов со средним составом изверженных пород, по Дели (Заварицкий, 1950), находим, что кварцевые диориты и гранодиориты примерно соответствуют мировым стандартам, а граниты приближаются к ассоциации щелочноземельных пород.

При сравнении петрохимических свойств ксенолитов со средними типами гранитоидов миоценового возраста Центральной Камчатки (Волынец и др. 1967), табл. 32 видны некоторые отличия, заключающиеся в том, что исследуемые ксенолиты гранитного и гранодиоритового состава менее глиноземисты ($a^1=3,9$; a^1 гранитов Центральной Камчатки 18,4), менее щелочны и известковисты (соответственно a равно 11,9 и 11,4 против 12,6 и 12,8) и в общем более железисты и магнезиальны в ксенолитах гранитного состава ($f^1=60$ против $f=55$ и $m^1=35$ против $m^1=26$) и менее магнезиальны в ксенолитах гранодиоритового состава. В ксенолитах диоритового состава общая щелочность несколько выше ($a=13,1$ против $a=11,1$), а известковистость, железистость и магнезиальность ниже ($c=5,8$ против $c=6,7$; $f'=44,7$ против $f'=52$ и $m'=39,1$ против $m'=42,1$).

Сравнивая химический состав ксенолитов с составом плато-игнибритов и эффузивов второй фазы, находим их довольно близкими. Это наводит на мысль об единстве исходного расплава, из которого были образованы все эти породы. Следует подчеркнуть, что по величинам основных и вспомогательных характеристик и по поведению коэффициента F (табл. 31, рис. 25) наиболее близки гранитоидным ксенолитам плато-игнибриты, что, по-видимому, следует объяснять их генетической близостью, безусловно отражающей общие черты эволюции исходного расплава.

Мегаплагиофировые лавы. На диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративная точка, отвечающая составу ксенолита мегаплагиофировой лавы, занимает в нижней части диаграммы крайне левое положение (см. рис. 27). Очень вытянутый вектор и почти вертикальное направление его указывают на существенно магнезиальный состав лавы. Сопоставление лавы по химическому составу со средними типами базальтов Центральной Камчатской депрессии и Восточной Камчатки показывает, что она резко отличается от последних прежде всего низкой кислот-

Сравнение средних химических составов ксенолитов и изверженных пород Срединного хребта

Компо- ненты	Средние типы гранитных ксенолитов			Средние типы пород формации габбро-гранодиоритов (Срединный хребет)			
	диориты	гранодиориты	граниты	диориты. кварцевые диориты	гранодиориты	граниты	
SiO ₂	61,04	65,62	69,18	72,52	59,17	63,54	70,69
TiO ₂	1,34	0,76	0,72	0,64	0,70	0,56	0,34
Al ₂ O ₃	16,80	15,89	15,15	13,49	17,68	16,64	15,00
Fe ₂ O ₃	2,51	3,70	2,51	3,17	2,71	1,77	0,82
FeO	2,59	0,92	0,93	0,47	3,93	2,81	1,84
MnO	0,27	0,11	0,08	0,04	0,10	0,09	0,09
MgO	2,54	1,51	1,20	1,12	2,93	2,23	0,70
CaO	5,40	4,18	3,03	2,23	5,90	4,91	2,71
Na ₂ O	4,35	4,06	3,93	3,61	3,21	3,97	3,40
K ₂ O	2,40	1,96	2,02	3,06	2,50	2,55	3,63

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13,1	11,9	11,4	11,9	11,1	12,8	12,6
<i>c</i>	4,8	4,9	3,8	2,7	6,7	4,8	3,2
<i>b</i>	11,1	7,0	6,5	5,2	12,1	9,2	4,4
<i>S</i>	71,0	76,2	68,4	80,2	70,7	73,2	79,8
<i>a'</i>	—	—	20,8	3,9	—	—	18,4
<i>c'</i>	16,2	4,9	—	—	5,9	12,7	—
<i>f'</i>	44,7	58,5	48,0	60,2	52,0	46,3	55,4
<i>m'</i>	39,1	36,6	31,2	35,9	42,1	41,0	26,2
<i>n</i>	73,7	76,3	65,2	64,0	65,8	69,9	59,1
<i>t</i>	1,6	0,9	0,8	0,6	0,09	0,75	0,34
<i>φ</i>	19,9	45,5	33,3	5,0	19,9	16,4	27,8
<i>Q</i>	11,0	23,7	20,1	33,9	11,3	16,0	30,5
Число анали- зов	1	3	3	5	8	17	7

ностью и щелочностью, большим количеством глинозема, магнезии и извести. По характерным величинам $\delta=0,34$; $alk=25,47$; $Si=47,0$; $K_2O/Na_2O=0,3$ и $F=35,0$ порода относится к предельно сильному тихоокеанскому известково-щелочному ряду, а при рассмотрении тройной вариационной диаграммы, построенной для магнезии, окислов железа и щелочей, видно, что точки, соответствующие этим породам, располагаются ближе всего к магнезиальному углу диаграммы, что больше всего соответствует составу родоначальной магмы (рис. 28). Все эти данные говорят о том, что исследуемая порода не относится к базальтам четвертичного плато, а является лавой более древних комплексов Камчатки (N_1-N_2).

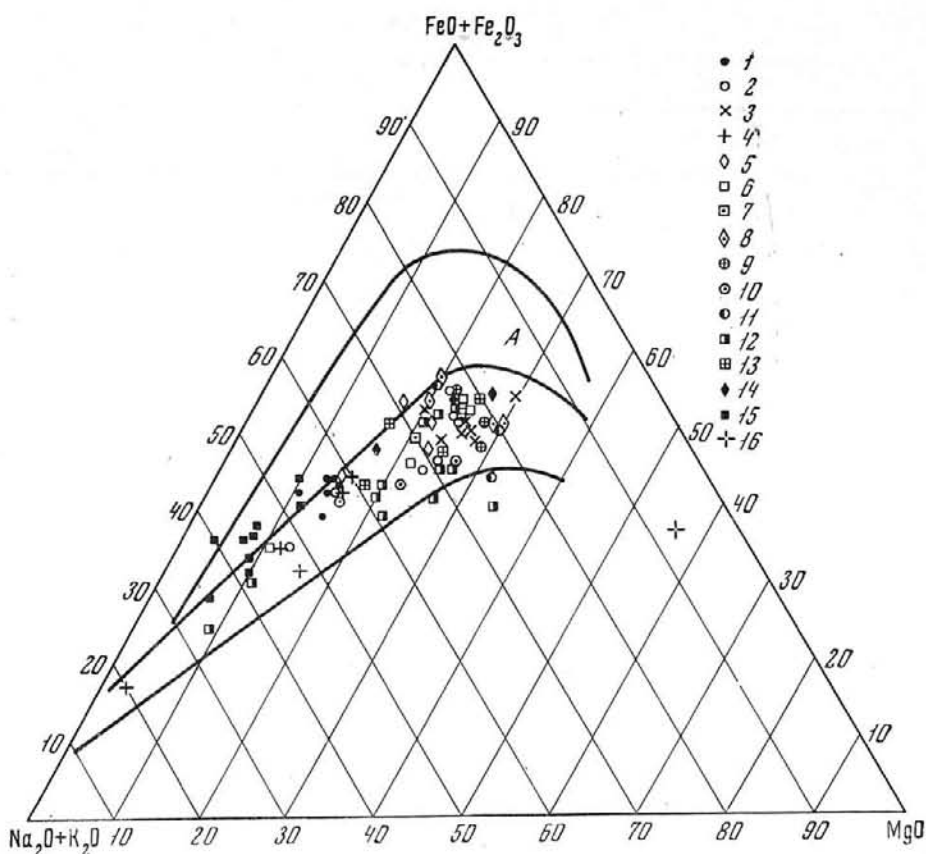


Рис. 28. Диаграмма $MgO - Fe_2O_3 + FeO - Na_2O + K_2O$ для вулканогенных пород и ксенолитов Карымской группы вулканов

- | | |
|----------------------------------|--------------------------------------|
| Л а в ы: | |
| 1 — современного конуса, | 10 — Сухого. |
| 2 — древнего Карымского вулкана, | 11 — Малого Семячка. |
| 3 — вулкана Двор. | 12 — моногенных вулканов, |
| 4 — Академии наук, | 13 — субвулканические образования, |
| 5 — Однобокого. | 14 — платоэффузивы, |
| 6 — Белянкина, | 15 — плато-ингнимбрты. |
| 7 — Крайнего, | 16 — ксенолит мегоплагифоровой лавы, |
| 8 — Разлатого. | A — пиконитовая серия, |
| 9 — Соболиного. | B — гиперстеновая серия (по Куно) |

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ РАЙОНА

Для выяснения геохимических особенностей пород района было выполнено 207 валовых приближенных количественных спектральных анализов¹ и 46 анализов на Pb, Li, Cs, K, Na методом фотометрии пламени.

Элементы группы железа. Содержание марганца в породах района равно кларковому² для основных пород (0,2—0,1%). В гранитоидных ксенолитах и кислых эффузивах количество его превышает кларковое.

¹ Анализы выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР, методом фотометрии пламени в ГЕОХИ и Геохимическом тресте МГ.

² По А. П. Виноградову (1962).

Максимальные концентрации (0,8%) обнаруживаются в основных разностях лав четвертичного плато.

Титан. С увеличением кислотности пород количество его в эффузивах района закономерно уменьшается с 0,3—0,5% в базальтах и андезитобазальтах (породы фазы I) до 0,2—0,3% в дацитах (породы фазы II), что соответственно в 2—3 раза меньше кларковых содержаний. Иная картина наблюдается в гранитоидных ксенолитах и плато-игнимбритах: здесь максимальное содержание титана отмечается в наиболее кислых разностях (0,4%).

Хрома в породах первой фазы на порядок больше (0,006—0,001%), чем в породах второй фазы (0,001—0,006%). Максимальные концентрации хрома (0,003—0,006%) отмечаются в оливинсодержащих базальтах и андезитобазальтах вулкана Двор и четвертичного плато.

Ванадий. В эффузивных породах первой фазы содержание ванадия отвечает кларковому 0,02—0,01%. В породах второй фазы количество его резко падает, составляя 0,001—0,007%. В гранитоидных ксенолитах и плато-игнимбритах ванадия 0,008—0,007%, что примерно в два раза, выше кларковского (0,004%).

Никеля в породах первой фазы около 0,002—0,001%; в породах второй фазы, включая ксенолиты и плато-игнимбиты, 0,001—0,0001%.

Кобальт. Количество кобальта во всех типах пород несколько выше кларковых: в породах первой фазы 0,004—0,005% (кларковое 0,004%), в породах второй фазы 0,001—0,003% (кларковое 0,001%). Данные по содержанию кобальта в породах района согласуются с результатами, полученными Е. К. Мархининым (1962) по вулканическим породам Камчатки и Курильских островов. В гранитных ксенолитах содержания кобальта соответствуют кларковым.

Скандий отмечается во всех типах пород в количестве 0,001—0,002%, достигая аномальных значений (0,009%) в андезитовых лавах древнего Карымского вулкана.

Группа малых петрогенных элементов. Содержание лития в двадцать раз меньше кларковых; в базальтах 0,0005—0,0009, в андезитобазальтах и андезитах 0,0007—0,001, в андезито-дацитах и дацитах 0,0014—0,0015%. С повышением кислотности и щелочности пород количество лития закономерно возрастает. В процессе дифференциации геологическое поведение лития зависит от содержаний Mg, Na и летучих. Установленное Аренсом (Arens, 1964) накопление лития в остаточных расплавах происходит благодаря быстрому выносу магния, что согласуется с возрастающим в ходе эволюции отношением Li/Mg. Обращают на себя внимание одинаковые величины отношения Li/Mg в гранитных ксенолитах и игнимбритах. Аномально низкие значения Li/Mg в ряде ксенолитов могут быть объяснены своеобразными условиями кристаллизации, при которых происходит быстрое удаление летучих составных частей — Li, F (Ляхович, 1963).

Рубидия в базальтах—0,00082—0,0012, андезитобазальтах—0,00073—0,0026, андезитах—0,000091—0,0027, андезито-дацитах—0,00027—0,0023, дацитах—0,0024—0,0027%. В ксенолитах гранитоидного состава содержание рубидия возрастает до 0,0031, в плато-игнимбритах—0,003%.

Цезий. В ходе эволюции магмы от базальтов к дацитами содержания цезия неуклонно возрастают, достигая в дацитах 0,00068, ксенолитах—0,00048, плато-игнимбритах—0,00063%.

Бериллия в породах района ниже кларка. В породах первой фазы его количество составляет 0,00001—0,0005, во второй фазе—до 0,0001%. Кислотность пород не влияет на содержание бериллия.

Стронций. В целом породы второй фазы обогащены стронцием; в базальтах и андезитах его содержится 0,001—0,06%, что в среднем ниже кларкового значения; в дацитах — до 0,07% (кларковое — 0,08%).

Бария в породах первой фазы содержится 0,02—0,04%; что в общем отвечает кларковому; в породах второй фазы его в 2—3 раза меньше (0,01—0,02%).

Группа редких элементов. В породах первой фазы примесь иттрия составляет 0,0005—0,001%. В породах второй фазы его содержание достигает кларковых значений и составляет 0,003—0,002%.

Лантан. В базальтах, андезито-базальтах и андезитах содержание лантана заметно ниже кларковых (до 0,007%). В дацитах 0,002—0,001%.

Цирконий. С повышением кислотности и щелочности пород количество циркония возрастает; в основных и средних породах первой фазы его 0,002—0,008%, в кислых породах второй фазы 0,004—0,01%.

Галлий. Содержание галлия во всех породах района отвечает кларковому (0,001—0,003%).

Иттербий. Концентрации иттербия в породах второй фазы близки к кларковому и составляют 0,0001—0,0003%, в ряду базальта-андезита 0,0005—0,0001% (при кларке 0,004%).

Германий, таллий, ниобий — малохарактерные элементы для горуд района, содержание их в породах первой и второй фазы ниже кларковых, а часто они отсутствуют.

Элементы группы цветных металлов. Содержание меди в породах первой фазы непостоянно и колеблется от 0,007 до 0,02%. В кислых породах второй фазы ее количество постоянно выше кларкового (0,008—0,02%). Какой-либо тенденции к уменьшению содержания меди от основных пород к кислым не наблюдается.

Цинк. Концентрация его близка к кларковому в породах первой фазы и выше кларковых в дацитовых лавах современного конуса Карымского вулкана (0,02—0,05%).

Свинец в породах первой и второй фазы характеризуется пониженным содержанием по сравнению с кларковыми значениями; 0,0002—0,0008% в базальтах и андезитах и 0,0008—0,001% в дацитах.

Серебро отмечено в андезито-базальтовых лавах вулкана Двор, в количестве, равном кларковому (0,00001%).

Молибден. В кислых разностях пород концентрация молибдена выше кларковых и составляет 0,0001—0,0003%; в основных и средних породах первой фазы — 0,0001%.

Олово и висмут. Характерны в основном для пород первой фазы; содержание их значительно ниже кларкового.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Рассматривая закономерности распределения микроэлементов в породах района, мы обнаруживаем своеобразное геохимическое поведение их в различных типах пород, которое определяется не только химическим составом исходной магмы, но и, по-видимому, специфическими особенностями ее кристаллизации.

Одновременно с процессами нормальной геохимической дифференциации, ведущими к закономерному изменению содержания элементов (Sr, V, Ni, Co, Sc и т. д.) в ряду базальт-андезиты, андезито-дациты, плато-игнимбриты и ксенолиты гранитоидного состава, в некото-

Распределение Rb, Li, Cs, K, Na и Mg в породах, %

Типы пород, вулкан. номер образца	Rb x·10 ⁻³	Li x·10 ⁻³	Cs x·10 ⁻⁴	K	Na	Mg	K/Rb	Li/Mg x·10 ⁻³
<i>Породы I фазы</i>								
Базальты								
Двор								
1021	1,28	0,97	2,7	0,76	2,06	—	593	—
213	0,82	0,56	0,9	0,61	2,76	2,67	743	0,2
Собольный								
1609	0,91	1,86	1,0	1,09	2,47	—	1197	—
1604	1,55	1,16	9,0	0,7	2,20	—	451	—
674	0,82	1,14	1,2	0,51	2,10	2,98	651	0,48
Андезито- базальты								
Карымский								
205—1	1,74	1,39	1,2	0,89	2,41	—	511	—
205—2	1,34	1,44	5,6	0,25	1,52	—	183	—
205—4	2,65	1,30	4,8	0,68	2,37	—	256	—
205—5	1,74	1,44	1,2	0,94	2,39	—	540	—
Двор								
318	1,10	0,79	0,5	0,62	2,44	2,57	563	0,3
788	1,83	1,58	1,8	0,83	2,78	—	453	—
791	1,74	1,16	1,6	0,66	2,51	1,78	379	0,65
в. Однобокий								
712	1,28	0,97	4,8	0,86	2,49	—	671	—
690	2,29	1,39	0,5	1,36	2,67	—	593	—
Белянкина								
654	1,01	1,02	0,5	0,76	2,76	—	751	—
Семячик								
906	0,73	1,44	0,9	0,44	1,09	—	602	—
Андезиты								
арымский								
1016	1,36	0,79	1,9	1,16	3,20	—	852	—
1018	1,28	0,84	1,5	1,28	2,07	—	1000	—
1019	0,91	0,93	3,4	0,91	2,59	—	1000	—
Однобокий								
691	2,74	1,76	2,7	1,46	3,41	—	532	—
717	2,19	1,25	4,8	1,07	2,80	—	488	—
719	1,46	1,21	1,3	1,07	2,67	—	732	—
685	2,38	1,11	4,0	1,13	3,11	—	474	—
Четвертичное плато								
1650	2,38	1,53	2,2	1,14	2,80	—	478	—
1644	2,47	1,35	2,1	1,08	2,44	1,47	437	0,91
Андезито-базальты (субэффузивного характера)								
629	0,27	0,88	5,4	0,58	1,80	2,68	214	0,32
1035	2,38	2,18	4,4	1,23	2,43	—	516	0,62
700	1,83	1,44	0,5	0,97	2,43	2,32	530	—
790	2,38	1,58	0,6	1,14	2,81	—	478	—
707	2,10	1,39	0,6	1,07	2,58	—	509	—

Таблица 33 (окончание)

Типы пород, вулкан, номер образца	Rb $\times 10^{-3}$	Li $\times 10^{-3}$	Cs $\times 10^{-4}$	K	Na	Mg	K/Rb	Li/Mg $\times 10^{-3}$
<i>Породы II фазы</i>								
Андезито- дациты								
Современный конус Карымского								
232	2,29	1,53	0,9	1,15	2,94	—	502	—
225	2,38	1,58	5,1	1,11	2,81	—	466	—
778	1,83	1,44	0,8	0,89	2,47	—	486	—
784	1,83	1,58	0,9	0,91	2,75	—	497	—
Академии наук								
623	2,38							
783	2,65	1,58	0,5	1,24	2,87	1,39	521	1,13
781	2,10	1,44	1,2	1,41	3,24	—	532	—
Дациты		1,44	1,2	1,07	2,70	—	509	—
Академии наук								
624	2,65							
626	2,47	1,44	2,3	1,55	3,15	—	584	—
627	2,74	1,39	6,8	1,40	3,54	—	566	—
Белянкина		1,44	2,6	1,29	3,34	1,12	470	1,28
648	2,29							
		0,37	1,3	1,24	3,59	—	541	—
<i>Ксенолиты гранитоидного состава</i>								
1010	2,83	3,62	4,8	1,42	2,73	0,90	501	4,0
767	3,29	2,0	0,5	2,21	2,82	—	671	—
694	4,11	1,53	0,6	1,82	3,11	—	442	—
769	4,11	1,81	3,2	2,36	2,27	0,70	549	2,58
<i>Плато-игнимбриты</i>								
888	3,57	1,39	8,3	1,82	2,81	0,60	509	2,31

* Анализы выполнены методом фотометрии пламени, кроме Mg.

рых породах обнаруживаются аномалии в поведении микроэлементов.

В породах первой фазы — от базальтов до андезитов — происходит закономерное убывание содержаний элементов группы железа и возрастание роли малых петрогенных и редких элементов (иттрий, цирконий), а также некоторых элементов группы цветных металлов (цинк, свинец), что подтверждает нормальный ход дифференциации магмы; количество SiO_2 , Na_2O , K_2O увеличивается, CaO и MgO — уменьшается.

В породах второй фазы — андезито-дацитах и дацитах — наряду с обычным проявлением геохимической эволюции микроэлементов, выражающимся в закономерном возрастании содержаний Li, Rb, Y, Cs, Sr, Zr, наблюдается повышенное содержание Mn и Co и пониженное — Be и Ba.

В плато-игнимбритах наряду с комплексом микроэлементов Rb, Li, Cs, повышенные концентрации которых свойственны лишь крайне кислым дифференциатам, отмечаются высокие содержания Mn, Ti, V. Приблизительно такая же картина характерна и для ксенолитов гранитоидного состава.

Интересны отношения K/Rb (табл. 33), величина которых для пород первой фазы в общем больше 600, для пород второй фазы, плато-ингимбригов и ксенолитов гранитоидного состава 400—600. Ряд исследователей (Ahrens, 1954, Таусон, 1960 и др.) на основании большого фактического материала показали, что постоянство отношений K/Rb свойственно прежде всего породам, связанным генетически, так как рубидий на магматическом этапе своей геохимической истории тесно следует за калием, обогащая кислые дифференциаты в такой же степени, как и этот породообразующий элемент.

А. М. Демин и Н. И. Хитаров (1958) отмечают уменьшение величины K/Rb от ранних фаз к поздним для гранитоидов. В этой связи интересен и тот факт, что для пород первой, т. е. ранней, фазы величины K/Rb больше, чем для пород второй фазы. Следует отметить также меньший разброс значений K/Rb для пород второй фазы. Признаком происхождения пород из крайне дифференцированной магмы Тейлор, Эмелиус и Эксли (Taylor, Emeleus, Exley, 1956) считают аномально низкие значения K/Rb .

Приведенные геохимические данные свидетельствуют, во-первых, о генетическом родстве всех типов пород района и, во-вторых, о том, что плато-ингимбриги и ксенолиты гранодиоритового состава по признакам геохимического родства являются наиболее близкими, рядом с ними стоят породы второй фазы, представленные липаритами, дацитами и андезито-дацитами.

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

1. Лавы вулканов Карымской группы, включая и лавы извержения Карымского вулкана 1962—1965 гг., представляют собой типичные тихоокеанские известково-щелочные породы типа Лассен-Пик с высоким содержанием CaO , постоянным и устойчивым преобладанием Na над K и сравнительно высокой щелочностью.

2. Петрографические и геохимические признаки пород района сходны и позволяют предполагать, что все породы являются продуктами единого родоначального расплава.

3. Специфические геохимические особенности субкислых и кислых пород, выражающиеся в аномальных содержаниях некоторых элементов группы железа, свидетельствуют о наложенном, а в ряде случаев и гибридном (плато-ингимбриги) характере продуктов кислого вулканизма, обусловленном либо процессами частичной ассимиляции базальтовой магмой близповерхностных гранитоидных интрузий (дациты) или смешением разнодифференцированных магм.

4. Ведущим процессом в ряду пород базальт — андезит был процесс фракционной кристаллизации базальтовой магмы. В ряду андезит — дацит этот процесс в ряде случаев был нарушен, что выражается смещением вправо роя фигуративных точек и перерывом вариационной линии на диаграмме А. Н. Заварицкого.

5. Появление субкислых и кислых лав с повышенной щелочностью на некоторых вулканах Карымской группы можно объяснить: процессом нормальной дифференциации базальтовой магмы в условиях изменяющегося порционного давления кислорода и высокой активности щелочей или частичной ассимиляцией гранитоидных пород.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН СУБКИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНОВ КАРЫМСКОЙ ГРУППЫ

Рассматривая данные о геологическом строении, тектонике и петрографическом составе вулканических пород исследуемой территории, мы имеем возможность наметить следующую схему геологического развития района. Восточная вулканическая зона здесь начала формироваться с раннечетвертичного времени (Q_1), что в начальной стадии проявилось в виде мощных эффузий андезито-базальтового состава, сменявшихся довольно продолжительными периодами эксплозивных извержений. Существующие вулканические центры, по-видимому, преимущественно трещинного типа, контролировались глубинными разломами плиоценового (N_2) фундамента. К середине нижнечетвертичного времени (Q_1^2) огромные массы эвпорфировых лав и пирокластике андезито-базальтового состава создают громадную по площади (2900 км^2), относительно низкую щитовидную возвышенность, напоминающую по морфологии щитовидные возвышенности по А. Штюбелю (Stubel, 1901). Примерно в это же время происходит формирование куполовидного поднятия, несколько асимметричного по форме, так как центральная область его располагается в северной части щитовидной возвышенности. Формирование и развитие куполовидного поднятия, закончившееся в конце нижнечетвертичного (Q_1^3) или начале среднечетвертичного (Q_2) времени, связано с внедрением кислых магматических масс, о существовании которых свидетельствуют многочисленные обломки пород гранитоидного состава, найденные в пирокластических отложениях. Можно предполагать, что образование масс кислых пород происходило в результате анатексиса (Вилли, Татгл, 1963; Магницкий, 1964 и др.). В конце нижнечетвертичного (Q_1^3) или начале среднечетвертичного (Q_2^1) времени кислые расплавы достигают поверхности, происходит растрескивание куполовидного поднятия по системе радиальных трещин. Из многочисленных эруптивных аппаратов, приуроченных к единому разлому, или по самим разломам на поверхность извергались огромные массы пиромогмы, создавшие обширные поля плато-игнимбритов. Образование системы радиальных трещин и истощение близповерхностного очага кислой магмы приводят к обрушению куполовидного поднятия по системе кольцевых разломов и образованию Карымской и Жупановской кольцевых структур. Формирование этих структур сопровождалось, с одной стороны, возникновением из остаточных расплавов кислой магмы близповерхностных интрузий гранитного и гранодиоритового состава, с другой — выжи曼анием на отдельных участках кислых расплавов и образованием дацитовых и липарито-дацитовых лавовых конусов.

Геологический разрез верхней части земной коры после извержения игнимбритов представляет собой довольно сложную картину. Это своеобразный слоистый пирог с многочисленными промежуточными очагами кислой магмы или уже застывшими и стабилизировавшимися близповерхностными малыми интрузиями и дайками ограниченной вертикальной мощности.

Такое специфическое геологическое строение в пределах Карымской кольцевой структуры приводит к качественно новой природе вулканизма района, начиная со среднечетвертичного времени (Q_2). С одной стороны, из промежуточных кислых камер продолжает поступать на поверхность

кислый материал, образуя моногенные вулканы дацитового и липарито-дацитового состава; с другой — из верхней мантии по многочисленным разломам к поверхности устремляется магма базальтового и андезито-базальтового состава. В этот период буквально рядом с лавовыми конусами дацитового и липарито-дацитового состава образуются моногенные вулканы, сложенные лавами плагиоклазовых базальтов и двупироксеновых андезито-базальтов.

Совершенно естественна и встреча базальтового материала с промежуточными очагами кислой магмы или заполнение им громадных пустот (полостей), неизбежно образующихся в максимально тектонически активных зонах. Заполнение таких полостей базальтовой магмой приостанавливает ее движение вверх и дает достаточно времени для процессов дифференциации. В случае непосредственного контакта с близповерхностными интрузиями гранитоидного состава промежуточных камер, заполненных базальтовой магмой, процессы дифференциации сильно осложняются сопутствующим выплавлением и частичной (синтексис) ассимиляцией. То же могло произойти при смешении кислого и основного материала в промежуточных камерах. Именно в таких условиях возникает новый тип вулканизма Восточной зоны — кислый вулканизм центрального типа в пределах кольцевых структур. Дальнейшая геологическая история района определялась появлением нового геолого-структурного плана и качественно новым типом вулканизма.

В среднечетвертичное время (Q_2) в пределах Карымской кольцевой структуры возникают полигенные вулканы Разлатый, Соболиный, Однобокий, относящиеся по химизму продуктов извержения к вулканам базальтового и андезито-базальтового ряда. В начале верхнечетвертичного (Q_3) времени сформировался целый ряд вулканических центров: вулканы Двор, Малый Семячик, Белянкина, Сухой. Громадное количество пирокластического материала, выбрасываемого в течение верхнечетвертичного времени, способствовало образованию довольно мощной пирокластической толщины (Q_3), покрывающей значительную площадь района и нивелирующей резко расчлененный среднечетвертичный рельеф. Образование дугообразных вулканов происходит уже в конце среднечетвертичного времени (Q_2^3). В результате катастрофической эксплозивной деятельности превратился в дугообразную постройку вулкан Соболиный. В середине верхнечетвертичного времени образовались дугообразные постройки вулкана Двор и позднее — вулкана Белянкина. В начале верхнечетвертичного времени (Q_3) возникла кальдера вулкана Однобокого, причем после ее образования появился новый вулканический очаг в непосредственной близости с кислой интрузией.

Древний Карымский вулкан начал формироваться в середине верхнечетвертичного времени, образование и начальная деятельность его отличались мощным лавовыми излияниями, заполнившими центральную часть дугообразного вулкана Двор. К этому времени относится также образование вулкана Академии Наук.

Конец верхнечетвертичного времени (Q_3) характеризовался ослаблением вулканической деятельности, количество активных магматических очагов резко сокращается. Деятельность древнего Карымского вулкана и вулкана Академии Наук становится умеренной, в основном эксплозивной, о чем свидетельствуют довольно мощные пепловые отложения (до 10 м) в долине р. Крестьянки и отсутствие значительных лавовых потоков вулканов. Это время характеризовалось небольшим по масштабам горно-долинным и каровым оледенением. С горно-долинным оледенением связано образование мсренил покровов (Q_3^3 — Q_4^1) в долинах рек западной части района. Каровое оледенение отшлифовало внутренние и внешние склоны дугообразных вулканических построек, придав им современный вид.

Начало голоценового (Q_4^1) времени знаменуется новой вспышкой вулканизма. В это время происходит образование кальдеры вулкана Малый Семячик и начинает активно расти новый молодой конус. В результате сильных взрывов перестал существовать вулкан Академии Наук, последующее за эксплозиями обрушение кровли питающего очага привело к образованию Карымского озера. Следует отметить, что озеро существовало и раньше, еще в кальдере вулкана Однобокого, на что указывают обнажения туффитов в его северо-восточном борту. Такая же участь постигла древний Карымский вулкан: в результате громадного взрыва (Q_4^3) или серии взрывов, следы которых мы наблюдаем по отложениям пирокластического материала, представленного отложениями лемзы, с закономерно уменьшающейся по мере удаления от вулкана мощностью, — произошло истощение питающего магматического очага с последующим обрушением его кровли и образованием кальдеры. Обрушение кровли сопровождалось своего рода растрескиванием прилегающего к вулкану участка и мелкими блоковыми подвижками. К этому времени, по-видимому, относится образование долины к югу от вулкана, а также разработка теперешнего русла в верхнем течении р. Карымской. Заключительной стадией голоценового вулканизма (Q_4^3) явилось формирование современного конуса Карымского вулкана.

Приведенная схема геологического развития исследуемой территории, химизм, петрографические и геохимические особенности пород свидетельствуют о том, что рассматриваемый отрезок геологической истории района (Q_2 — Q_4) представляет собой определенный магматический цикл, проявившийся только после возникновения нового вулкано-тектонического плана. Новая зона, проявившаяся в возникновении Карымской и Жупановской кольцевых структур, коренным образом изменила путь развития вулканизма района.

Первой особенностью вулканизма этих зон является существенно кислый характер вулканитов, выразившийся в появлении огромных масс плато-игнимбритов, общий объем которых составил около 100 км^3 , существовании поляженных вулканов с субкислым и кислым составом лав и присутствии на глубине интрузий гранитоидного состава.

Второй особенностью является двойственный наложенный характер продуктов кислого вулканизма, проявляющийся в генетической связи с основной магмой.

Третья особенность вулканизма — ее проявление в пределах Карымской кольцевой структуры вулканов, дающих резко различные по кислотности вулканические продукты.

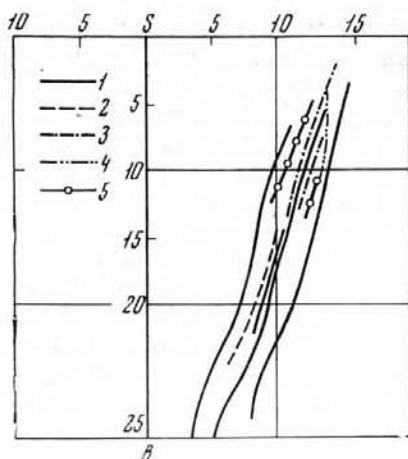
Рассмотрим эти особенности.

Широкое распространение плато-игнимбритов не позволяет считать их продуктами локальной дифференциации базальтовой магмы, выполняющей вулканический канал; по-видимому, нужно думать, что они произошли из самостоятельных очагов кислой магмы. По химизму и петрохимическим особенностям плато-игнимбритам наиболее близки ксенолиты гранитоидного состава. Приведенный материал, по-видимому, свидетельствует о генетическом родстве этих образований. В последнее время в геологической литературе имеется достаточно много работ, в которых указывается на отчетливо обнаруживающуюся связь между игнимбритами и интрузиями гранитоидного состава (Brown, 1962; Беммелен, 1963; Turher, 1963; Kistler, 1963; Устиев, 1961; Сперанская, 1963; Милановский, Короновский, 1966, и др.).

Появление плато-игнимбритов знаменует собой начало существенно нового цикла вулканизма и, как считает Г. С. Горшков (1967), обусловлено специфической стадией развития верхней мантии. В этом смысле игнимбритовый вулканизм представляет собой планетарное явление, доказательством чего служит тот факт, что появление плато-игнимбритов

Рис. 29. Диаграмма среднего состава вулканических пород и ксенолитов района вулканов Карымской группы

- Цикл основного вулканизма (цикл I):
 1 — лавы четвертичного плато Цикл субкислого вулканизма (цикл II);
 2 — лавы четвертичных вулканов (Q_{2-3}), первой фазы;
 3 — лавы четвертичных вулканов (Q_{2-4}), второй фазы;
 4 — плато-игнимбриты второй фазы;
 5 — гранитоидные ксенолиты



в Тихоокеанском поясе происходит повсеместно в нижне-среднечетвертичное время (Вуд, Гриндли, Харрингтон, 1963; Бойд, 1963; Беммелен, 1963; Исикава и др., 1963). Локально игнимбритовый вулканизм приурочивается к кольцевым структурам.

Анализируя изложенный геологический и петрохимический материалы, можно заключить, что в четвертичной истории рассматриваемого района отчетливо выделяются два самостоятельных вулканических цикла:

1) цикл основного вулканизма, охватывающий начальный период формирования четвертичного плато, продолжающийся до среднечетвертичного времени (Q_2); это период мощных эффузий базальтового и андезито-базальтового состава и формирования щитовидных возвышенностей;

2) цикл субкислого вулканизма, начавшийся с момента образования нового вулкано-тектонического плана (Карымская и Жупановская кольцевые структуры); начало цикла ознаменовалось колоссальными по силе игнимбритовыми извержениями.

В пределах второго вулканического цикла, продолжающегося до настоящего времени, выделяются две вулканические фазы: а) фаза существенно основного вулканизма, охватывающая период от среднечетвертичного до верхнечетвертичного времени (Q_{2-3}) и по существу являющаяся продолжением цикла основного вулканизма, но уже в условиях новой вулкано-тектонической зоны; б) фаза существенно кислого вулканизма, охватывающая период от верхнечетвертичного до настоящего времени ($Q_3^3 - Q_4^4$).

К первой фазе относятся лавы стратовулканов и моногенных вулканов средне-верхнечетвертичного возраста ($Q_2 - Q_3$). Вторая фаза представлена лавами голоценового возраста. Необходимо отметить, что в течение верхнечетвертичного (Q_3^3) — голоценового времени (Q_4) происходит совмещение двух фаз вулканизма.

Генетическая связь продуктов кислого вулканизма с основной магмой устанавливается целым рядом исследователей на примере Кавказа, Дальнего Востока и других районов (Лебедев, 1950; Феворская и др., 1965; Эрлих, 1966) и в нашем случае наиболее отчетливо обнаруживается при рассмотрении эффузивов первой и второй фазы (базальты, андезито-базальты, андезиты — кислые андезиты, андезито-дациты, дациты). Эта приемственность выражается сходством ряда признаков: минерального состава, особенностей порообразующих минералов, петрохимических и геохимических особенностей. Наиболее четко она видна на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 29). Для ряда пород второй фазы

(сюда попадают лавы вулкана Академии Наук, лавы голоценового возраста современного конуса вулкана Карымского) можно провести вариационную линию, фактически продолжая вариационную линию пород первой фазы. В то же время основная масса пород второй фазы отражена на довольно узком участке диаграммы и занимает среднее положение между типом Лассен-Пик и Йеллоустон. Сюда же проектируются и фигуративные точки, отвечающие по составу лавам извержения вулкана Карымского 1962—1965 гг. Все породы, проектируемые на это поле диаграммы, резко отличаются от пород первой фазы и достаточно заметно — от пород второй фазы, несущих на себе следы явной унаследованности от андезито-базальтов.

Ведущим процессом, обусловившим появление всей гаммы пород первой фазы, включая и андезиты, была нормальная фракционная кристаллизация со всеми присущими ей признаками: закономерным увеличением содержания SiO_2 , увеличением общей щелочности и железистости и, как следствие этого, постепенной сменой типов пород от базальтов до андезитов с соответствующим порядком выделений минералов (исчезновение оливина в андезито-базальтах, прогрессивное уменьшение общего количества пироксенов с увеличением кислотности пород и т. д.).

Для эффузивов второй фазы трудно говорить о нормальном процессе дифференциации. Довольно широкий разброс фигуративных точек, отвечающих по составу целой группе пород от кислых андезитов до дацитов и относящихся к одним и тем же вулканическим постройкам, неслучаен. Если для ряда пород, фигуративные точки которых располагаются по существу на продолжении вариационной линии пород первой фазы (причем здесь следует обратить внимание на некоторый разрыв вариационной линии), мы можем говорить о продолжающемся после некоторого перерыва процессе нормальной дифференциации, то для пород, фигуративные точки которых находятся в правом углу диаграммы, нам приходится констатировать некоторое отклонение от нормального хода дифференциации.

Остается неясным, какими причинами здесь определяется продолжение, после некоторого перерыва, нормального хода дифференциации с появлением ультракислых обсидианов (рис. 27, точка 25), а также резкий сдвиг вправо роя точек, появление нового типа пород, отвечающих типу Лассен-Пик — Йеллоустон. Удастся довольно определенно установить, что перерыв вариационной линии на диаграмме А. Н. Заварицкого соответствует верхнечетвертичному времени (Q_3), в течение которого, по-видимому, качественный и количественный состав магмы претерпел некоторые изменения. Если рассматривать эти изменения только с позиции дифференциации в верхних частях магматической колонны, выполнявшей длительное время вулканический канал, то как объяснить появление нескольких генераций вкрапленников плагиноклазов и пироксенов, высокую магнезиальность первого типа вкрапленников моноклинного пироксена (Wo 45—46, En 41—42, Fs 13) и т. д.? Вероятно, пужно предположить, что магма андезито-дацитового состава образовалась не на месте формирования пород первой фазы, т. е. не в первичном очаге магмообразования, а во вторичном. Действительно, исключая существование промежуточного очага под вулканами Карымский, Академии Наук, Однобокий, трудно объяснить, почему в абсолютно сходных геологических условиях в одних случаях Соболиный, Двор и другие вулканы дают базальтовые и андезито-базальтовые лавы, характеризующиеся рядом признаков, свидетельствующих о начальной дифференциации, а располагающиеся буквально рядом вулканические постройки дают крайние дифференциаты. По-видимому, разрыв вариационной линии как раз и ствечает времени заложения промежуточных очагов под вулканами Карымский, Академии Наук, Однобокий. Геофизические и геологические

исследования последних лет в областях современного и новейшего вулканизма с достаточной убедительностью доказали возможность существования промежуточных магматических камер под вулканическими постройками (Macdonald, 1961; Toneda, 1961; Авдулов, 1962; Штейнберг, Зубин, 1963).

При анализе роя фигуративных точек перечисленных вулканов, видно, что процесс дифференциации даже в пределах одной и той же вулканической постройки неоднократно прерывался, что подтверждается резким сдвигом вправо фигуративных точек (например, точек 21, 22 — кислые андезиты и 23, 24 — дациты вулкана Академии Наук). Следует отметить, что подобный разброс точек свойствен лишь вулканическим постройкам кальдерного типа, во взрывной пирокластике которых найдены обломки ксенолитов гранитоидного состава. Наиболее ярко этот процесс проявляется в лавах вулкана Карымского. Лавы древней постройки почти целиком относятся к породам первой фазы, и лишь лавы последних излияний, относящиеся по составу к кислым андезитам и дацитам и излившиеся перед образованием кальдеры, по петрохимическим свойствам уже относятся к породам второй фазы. Здесь, так же как и для лав вулкана Академии Наук, существовал перерыв, который, по-видимому, связан с образованием промежуточной камеры. После образования кальдеры в петрохимических и геохимических свойствах лав Карымского вулкана появилась двойственность. В первые этапы формирования современного конуса продолжался процесс нормальной дифференциации (см. рис. 28, точки 1, 2, 5), затем происходит резкий сдвиг (такая же картина наблюдается и для лав вулкана Академии Наук). Фигуративные точки, отвечающие лавам извержения 1962—1965 гг., целиком располагаются в правом углу диаграммы.

Чем объяснить такое резкое нарушение хода дифференциации? Возможны два предположения.

1. Вторичный очаг располагается в непосредственной близости от интрузивных тел, т. е. происходит процесс частичной ассимиляции (синтексис) гранитоидного материала. Это согласуется с результатами данных о геохимической специализации андезито-дацитовых и дацитовых лав и образовании фторалюминатов.

2. В условиях подвижности щелочей одна и та же магма может дать дифференциаты, в различной степени обогащенные щелочами. Целым рядом исследователей (Соболев, 1949; Коржинский, 1946, 1959; Osborn, 1959; Челищев и др. 1963) показано, что в зависимости от парциального давления кислорода в процессе дифференциации базальтовой магмы различным образом ведет себя не только SiO_2 , но и щелочи, причем в случае «подвижности» кислорода активность щелочей по сравнению с SiO_2 резко нарастает. В лавах извержения 1962—1965 гг., как мы могли видеть, при незначительном изменении SiO_2 (62—63%) величина a в ряду андезито-дациты — дациты изменялась с 12,6 до 13,5, в то время как в ряду пород андезиты — андезиты-дациты (SiO_2 61—62%) — величина a оставалась постоянной.

Наиболее сложным является вопрос о генетических связях между эффузивами второй фазы, плато-игнимбритами и гранитоидными ксенолитами. Генетическое родство плато-игнимбритов и гранитоидных интрузий, кажется, не вызывает сомнений. Как мы уже отмечали, региональное распространение плато-игнимбритов не позволяет считать их продуктами локальной дифференциации базальтовой магмы, выполняющей вулканический канал, поэтому образование их следует связывать с существованием самостоятельных очагов кислой магмы. Эффузивы второй фазы следует считать происходящими из промежуточных (самостоятельных и связанных с нижними горизонтами земной коры) очагов, возникших в средне-верхнетвертичное время (Q_{2-3}) в верхней части

земной коры в результате нарушения нормального процесса фракционной кристаллизации (частичная ассимиляция гранитоидных близповерхностных интрузий) или меняющегося парциального давления кислорода в магматической камере и быстрого изменения вследствие этого содержания SiO_2 и щелочей. Связаны ли все типы пород района с одной родоначальной магмой основного состава или двумя магмами: основной для эффузивов первой и второй фазы и кислой, для плато-игнимбритов и интрузий?

На диаграмме А. Н. Заварицкого видно, что вариационная линия плато-игнимбритов стремится занять крайнее правое положение, но она чрезвычайно близка к линии эффузивов второй фазы (рис. 29). Для ксенолитов можно провести две вариационные линии, и это будет совершенно справедливо, так как существует два комплекса интрузивных пород, геологически разобщенных во времени: интрузивы (граниты, гранодиориты) и их дайковые образования (диориты, граниты), причем их вариационные линии также тяготеют к эффузивам второй фазы.

Геохимические данные свидетельствуют о двойственной природе эффузивов второй фазы, плато-игнимбритов и гранитоидных ксенолитов. Эта двойственность выражается в унаследованной основности; во всех субкислых и кислых породах определенно улавливается влияние основного вулканизма. Таким образом, можно полагать, что базальты и андезито-базальты цикла I, а также эффузивы цикла II первой фазы — прямые продукты дифференциации вещества верхней мантии. Все субкислые и кислые породы района являются продуктами корового магматизма, возникновение которого стимулировалось особой активностью верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. в целом относится к вулканскому типу. Рост лавового купола и появление агломератовых потоков свидетельствует, хотя и в слабой форме, о возможности извержения типа Мерапи и Мон-Пеле. В межпароксизмальные циклы извержение вулкана близко к типу Стромболи.

2. Главной особенностью извержения Карымского вулкана в 1962—1965 гг. является появление текучих лавовых потоков дацитового состава, что обусловлено высокой газонасыщенностью лавы.

3. Петрохимические и геохимические особенности продуктов извержения свидетельствуют о существовании под Карымским вулканом кислых магматических масс. Присутствие ксенолитов гранитоидного состава в пемзах, выброшенных при образовании кальдеры, позволяет предполагать присутствие на глубине гранитных пород, располагающихся в непосредственной близости от магматического очага.

4. Современный конус Карымского вулкана представляет собой стратовулкан центрального типа, появление и рост его знаменуют собой заключительную стадию развития вулканов с субкислым составом продуктов извержения. Возраст вулкана 7450 ± 200 лет.

5. Вулканы Карымской группы ограничены системой кольцевых разломов среднечетвертичного возраста, образующих Карымскую кольцевую структуру, возникшую на теле куполовидного поднятия, которое обязано своим происхождением внедрению кислых масс.

6. Возникновение нового вулcano-тектонического плана, Карымской кольцевой структуры, определило дальнейшее развитие вулканизма. Плато-игнимбриты знаменуют собой начало качественно нового цикла вулканизма, обусловленного специфической стадией развития верхней мантии. Широкое площадное развитие плато-игнимбритов не позволяет считать их продуктами локальной дифференциации базальтовой магмы, выполняющей вулканический канал, поэтому образование их следует связывать с самостоятельными очагами кислой магмы. В этом причина локальной приуроченности игнимбритового вулканизма к кольцевым структурам.

7. В четвертичной истории рассматриваемого района отчетливо выделяются два самостоятельных вулканических цикла: а) цикл основного вулканизма, охватывающий начальный период формирования плато, продолжающийся до среднечетвертичного времени Q_2 , это период мощных эффузий базальтового и андезито-базальтового составов; б) цикл субкислого вулканизма, начавшийся с момента образования Карымской кольцевой структуры.

В пределах второго вулканического цикла, продолжающегося до настоящего времени, выделяются две вулканические фазы: а) фаза существенно основного вулканизма ($Q_2—Q_3$); б) фаза существенно кислого вулканизма ($Q_3—Q_4$).

8. Эффузивы первой фазы образовались в результате нормальной дифференциации. Эффузивы второй фазы следует считать происходящими из промежуточных (самостоятельных или связанных с нижними горизонтами земной коры) очагов, возникших после периода игнимбритового извержения (Q_2 — Q_3) в верхней части земной коры. Кислые и субкислые дифференциаты появились в условиях осложнения нормального процесса фракционной кристаллизации в связи с частичной ассимиляцией близповерхностных гранитоидных пород или, что также вероятно, в результате меняющегося парциального давления кислорода в магматической камере и вследствие этого быстрого изменения содержания SiO_2 и щелочей. Андезито-дациты и дациты извержения Карымского вулкана 1962—1965 гг. обязаны своим происхождением, по-видимому, совместному действию этих двух процессов.

9. Петрохимические и геохимические особенности вулканитов района указывают на их генетическое родство. Наиболее четко устанавливается генетическая связь в ряду: эффузивы первой — эффузивы второй фазы; игнимбриты — гранитоидные ксенолиты; менее ясны связи: эффузивы второй фазы — игнимбриты, ксенолиты.

Базальты, андезито-базальты и андезиты района являются прямыми продуктами дифференциации вещества верхней мантии. Субкислые и кислые породы — образования корового магматизма, возникновение которого стимулируется особой активностью верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. В.* Геология Армянского нагорья. Пер. Б. З. Коленко.—Зап. Кавказск. отд. русск. геогр. об-ва, 1882.
- Авдеев А. В.* О кольцевых структурах магматических комплексов.—Сов. геология, 1965, № 10.
- Авдулов М. В.* О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса.—Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 9.
- Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. ИЛ, 1963.
- Барт Т.* Теоретическая петрология, ИЛ, 1956.
- Еашарина Л. А.* Фумаролы вулкана Швелуча в сентябре—декабре 1953.—Бюлл. вулканол. ст., 1956, № 24.
- Беммелен Р. В.* Горообразование. ИЛ, 1956.
- Беммелен Р. В.* Вулканология и геология игнимбритов Индонезии, Северной Италии и США.—В сб.: Проблемы палеовулканологии. ИЛ, 1963.
- Бойд Ф. Р.* Спекшиные туфы и потоки реолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг.—В сб.: Проблемы палеовулканизма. ИЛ, 1963.
- Веселовская М. М.* Химико-минералогические исследования в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Труды ИГиН АН СССР, вып. 86, серия петрогр. (39), 1950.
- Вилли П. Дж., Таттл О. Ф.* Плавление в земной коре.—Труды XXI Междунар. геол. конгресса, вып. 2, ИЛ., 1963.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород.—Геохимия, 1962, № 7.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В.* Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки.—Сов. геол., 1963, № 6.
- Власов Г. М.* Основные черты геологического строения территории и ее районирование.—В кн.: Геология СССР, т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова, М., «Недра», 1964.
- Влодавец В. И.* Карымская группа вулканов.—Бюлл. вулканол. ст. 1939, № 7.
- Влодавец В. И.* Классификация отрицательных вулканических форм рельефа.—Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5.
- Влодавец В. И.* Заметки о вулканах.—Бюлл. вулканов. ст. № 12, 1946.
- Влодавец В. И.* Вулканы Карымской группы.—Труды лабор. вулканологии, АН СССР, вып. 3, 1947.
- Влодавец В. И.* О деятельности Карымского вулкана в 1943—1947 гг. Бюлл. вулканол. ст., 1948, № 5.
- Влодавец В. И.* О некоторых семячинских туфолавах и их происхождении.—Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 3.
- Влодавец В. И.* Вулканы и вулканические образования Семячинского района.—Труды лабор. вулканологии, вып. 15, 1958.
- Влодавец В. И.* Проблема туфолав и игнимбритов.—Труды лабор. вулканологии, АН СССР, вып. 20, 1961.
- Влодавец В. И., Пийп Б. И., Горшков Г. С.* Каталог действующих вулканов Камчатки.—Бюлл. вулканол. ст., № 25, 1957.
- Вольнец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б., Шилин П. Л.* Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. Изд-во «Наука», 1967.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х.* Геологический очерк Новой Зеландии. ИЛ, 1963.
- Гилларова М. А.* Шаровые лавы Суинсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав.—Уч. зап. ЛГУ, 1959, вып. 10, № 268.
- Горшков Г. С.* Состояние действующих вулканов Северной Камчатки в период с 16 сентября 1954 г. по 31 декабря 1955 г.—Бюлл. вулканол. ст., 1957, № 26.
- Горшков Г. С.* Состояние вулканов Северной Камчатки в 1956 г.—Бюлл. вулканол. ст., 1958, № 27.

- Горшков Г. С. О строении вулкана Арагец и его игнимбритах.— Труды Лабор. вулканологии, вып. 20, 1961.
- Горшков Г. С. Заметки об извержении Карымского вулкана в 1960 г.— Бюлл. вулканол. ст., № 32, 1962.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. «Наука», 1967.
- Григорьев Д. П., Искюль Е. В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей.— Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств. наук, 1937, № 1.
- Гуринова Е. М. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения р. Н. Тунгуски. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 6.
- Гущенко И. И. Деятельность вулканов Северной Камчатки в 1957 г.— Бюлл. вулканол. ст. 1960, № 29.
- Давыдов Б. В. Лоция побережий РСФСР. Владивосток, 1923.
- Демин А. М., Хитаров Н. И. Геохимия калия, рубидия и таллия в приложении к вопросам петрологии. Геохимия, 1958, № 6.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1966.
- Дитмар К. И. Поездки и пребывание на Камчатке в 1951—1955 гг. СПб., 1901.
- Заварицкий А. Н. Линейное расположение вулканов Камчатки.— В кн. «Тезисы докладов на XVII Международном геологическом конгрессе». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1955, вып. 10.
- Иванов В. В. Основные закономерности формирования и распространения термальных вод Камчатки.— Труды Лабор. вулканол., вып. 13, 1958.
- Иванов В. В. Ксенолиты гранитоидного состава вулканов Карымской группы на Камчатке. В сб.: Ксенолиты и геомогенные включения. М., «Наука», 1969 г.
- Иванов В. В., Кирсанов И. Т. и др. Карымский вулкан в 1963 г.— Бюлл. вулканол. ст., 1965, № 39.
- Иванов В. В., Федоров М. В. Извержение Карымского вулкана в 1962 г.— Бюлл. вулканол. ст., 1964, № 36.
- Иванов В. В., Шувалов Р. А. Карымский вулкан в 1964 г.— Бюлл. вулканол. ст., 1967, № 41.
- Исикава Т., Минато, Куно Х., Мацумото Т., Яги И. К. Спекшиные туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии.— В сб. «Проблемы палеовулканизма», ИЛ, 1963.
- Иодер Г. С., Тили К. Э. Происхождение базальтовых магм, «Мир», 1965.
- Келль Н. Карта вулканов Камчатки. Изд-во Гос. русск. геогр. общ-ва, 1928.
- Кирсанов И. Т., Огородов Н. В., Федоров М. В., Чирков А. М. Состояние Карымского вулкана в 1960—1961 гг. и продукты его извержения.— Бюлл. вулканол. ст., 1964а, № 35.
- Кирсанов И. Т., Федоров М. В. Игнимбриты вулкана Горелого.— В сб. «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский, 1964б.
- Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В сб., посвящ. акад. Д. С. Белякину. Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., изд-во АН СССР, 1960.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия петрогр. вып. 113, 1950.
- Лебединский В. И. К вопросу о развитии взглядов на генезис шаровых лав.— В сб. Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье.— Природа, 1928, № 5.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Ляхович В. В. О распределении Li, Rb и Sr в жильных породах, связанных с гранитоидами.— Геохимия, 1963, № 7.
- Магницкий В. А. Зонная плавка как механизм образования земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 11.
- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Мархинин Е. К., Борисов О. Г., Мархинина С. П. Опыт определения приближенного химического состава вулканических пород Камчатки и Курильских островов по показателю их искусственных стекол.— Бюлл. вулканол. ст., 1960, № 30.
- Мархинин Е. К., Сапожникова А. М. О содержании Sr, V, Ni, Co и Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.— Геохимия, 1962, № 4.

- Масуренков Ю. П.* Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М., изд-во АН СССР, 1961.
- Меняйлов А. А., Соловьев Н. А.* Деятельность Карымского и Жупановского вулканов (с 18 по 30 июня 1938 г.).— Бюлл. вулканолог. ст., 1939, № 7.
- Милановский Е. Е., Корановский Н. В.* Роль туфолаво-игнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры.— Труды II Всес. вулканол. совещ., т. II, 1966.
- Набоко С. И.* Хроника.— Бюлл. вулканолог. ст., 1954, № 22.
- Набоко С. И.* Вулканические эксгальциации и продукты их реакций.— Труды лабор. вулканологии, вып. 16, 1959.
- Набоко С. И.* Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки.— В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963.
- Нейштадт М. И.* О методах изучения голоценовых отложений и применяемой терминологии.— В сб. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода», М., «Наука», 1965.
- Новограбленов П. Т.* Хроника. Полярная звезда, № 76 (716). Петропавловск-Камчатский, 1929.
- Новограбленов П. Т.* Каталог вулканов Камчатки, т. 64, вып. 1, Изд-во Гос. геогр. об-ва, 1932.
- Петров В. П.* Петрографический очерк игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами.— Труды лабор. вулканологии, вып. 20, 1961.
- Пийп Б. И.* Термальные ключи Камчатки.— Труды СОПС, серия камчатская, вып. 2, 1937.
- Пийп Б. И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Труды лабор. вулканологии, вып. 11, 1956.
- Пийп Б. И.* Кроноцкие игнимбриты на Камчатке. Труды лабор. вулканологии, вып. 20, 1961.
- Ривови Л. А., Штейнберг Г. С.* Геофизическое изучение Камчатских вулканов.— Геол. и геофиз., 1963, № 7.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
- Святловский А. Е.* Атлас вулканов СССР, 1959.
- Святловский А. Е.* Вулканизм и четвертичная тектоника Камчатки.— Автореф. докт. дисс., М., 1960.
- Сирин А. Н., Темербаева К. М.* Извержение Корякского вулкана в начале 1957 г.— Бюлл. вулканол., 1959, № 28.
- Смит Р. Л.* Потоки вулканического пепла.— В сб. «Проблемы палеовулканизма». ИЛ, 1963.
- Соболев В. С.* Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
- Соболев В. С.* Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Минералог. сб., № 4, Львов, 1950.
- Сперанская И. М.* О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов.— Изв. Высш. уч. заведения геол. и разв., 1963, № 4.
- Стейнер А.* Происхождение игнимбритов островов Северный, Новая Зеландия.— В сб.: «Проблемы палеовулканизма», ИЛ, 1963.
- Тавсон Л. В.* Редкие элементы как индикатор процессов дифференциации магмы.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Токарев П. И., Фирстов П. П.* Сейсмологические исследования вулкана Карымского.— Бюлл. вулканол. ст., 1967, № 43.
- Трегер В. Е.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Троицкий В. Д.* Краткий геоморфологический очерк Карымского вулкана.— Труды лабор. вулканологии, вып. 3, 1947.
- Устиев Е. К.* Петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. Игнимбриты и плутоны.— Труды лабор. вулканологии, вып. 20, 1961.
- Фаворская М. А., Волчанская И. К., Фрих-Хар Д. И., Баскина В. А., Дудыкина А. С.* Магматизм юго-восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., «Наука», 1965.
- Федорченко В. И., Шилов В. Н.* Некоторые общие вопросы петрологии в связи с изучением вулканов хребта Вернадского.— Труды САХКНИИ, вып. 16, 1966.
- Челищев Н. Ф., Кузнецов В. А., Диков Ю. П.* Экспериментальное исследование процесса кристаллизации силикатных расплавов, отвечающих по составу основным горным породам.— Докл. АН СССР, 1963, 152, № 3.
- Штейнберг Г. С., Зубин М. И.* О глубине залегания магматического очага под Авачинским вулканом.— Докл. АН СССР, т. 152, № 4, 1963.
- Щербаков А. В.* Два геологических пересечения полуострова Камчатки. М., Изд-во АН СССР, 1938.
- Эрлих Э. Н.* О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки.— Геотектоника, 1965, № 1.

- Эрлих Э. Н.* Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. Геотектоника, 1966, № 6.
- Эрлих Э. Н.* Основные вопросы петрохимии Курило-Камчатской вулканической провинции.— В сб. «Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции». Изд-во «Наука», 1966.
- Ahrens L.* Geochim. et Cosmochim. Acta, 5, 1954.
- Bordet P., Marinelly C., Mittempergher M., Tazieff B.* Contribution L'etude volcanologique du Katmai et de la vallee des dix mille fumees (Alaska). Memoires de la societe belge de geologie de palontologie et d'hydrologie. Bruxelles, serin-8, N 7, 1963.
- Brown M. C.* Some ignimbrites of upper devonian age from Victoria, Australia. Bull. Volcanol. 1962.
- Dell Erba L.* Considerazioni sulla genesi del piperno. Atti R. Acad. sci. fis. Napoli, Ser. 2, v. 5, N 3, 1892.
- Echer B. C.* On the formation of calderas. Leidsche geol. med. vol. 3, 1928.
- Fenner C. N.* The origin and mode of emplacement of the great tuff deposit of the Valley of Ten Thousand.
- Fenner C. N.* The crystallization of basalts.— Amer. J. Sci., 18, 1929.
- Grance L. J.* Rhyolite ahect flows of the North Iceland, New Zealand. N. Z. I. Sci. Technol. Bull., N 6, 1934.
- Healy J.* Volcanic mechanisms in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. N. Z. I. Geol. and geophys., v. 7, N 1, 1964.
- Kennedy G. S.* Some aspects of the role of water in rock melts. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, N 62, 1955.
- Kistler R. W.* The Mono craters caldera. Trans. Amer. Geophys. Union, N 1, 1963.
- Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and adjacent areas, Japan, Bull. Geol. Sos. Am., vol. 61, N 9, 1950.
- Kuno H.* Origin of cenozic petrographic provioces of Japan and surrounding areas. Bull. Volcanologique, serie II, t. XX, 1959.
- Kuno H.* High-alumina basalt. orn, Petrol., N 1, 1960.
- Kushiro, Kuno H.* Origin of primary basalt magmas.— Your. Petrol., 1963.
- Lacroix A.* Remarques sur les materiaux de projection des volcans et sur la genese des roches pyroclastiques qu ils constituent. Jub. vol. Soc. Geol. France, v. 2, 1930.
- Lewis J. V.* Origin of pillow lavas. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 25, 1914.
- Marshall P.* Acid Rocks of the Taupo—Rotorua volcanic district. Trans. Roy. Soc. N. Z., N 64, 1935.
- Macdonald G. X.* Volcanoes furnish some of our best clues to the nature of the earth's interior. Science, vol. 133, N 3453, 1961.
- Osborn E. F.* Role of oxygen pressure in the crystallation and differentiation of basalts magma.— Amer., J. Sci., 257, N 9, 1959.
- Osborn E. F.* Reaction series for subalkaline igneous rocks based an different. oxygen pressure conditions.— Amer. Mineralogist, 47, N 3—4, 1961.
- Stark J. T.* Vesicular Dikes an Subaerial Pillow—Lavas of Borabora. Society Islands. The Journal of Geol., vol. XLVI, 1938.
- Steiner A.* Petrogenetic implications of the 1954 Nganruhoe (New Zealand) lava and its xenoliths. N. Z. J., geol., geoph., vol. 1, 1958.
- Stubel A.* Ein Wort uber den Sits der vulkanisshen Krafte in der gegenwart. eipzig, 1901.
- Taneda Sadakatu.* Moving of the Magma chamber of the Sakurajima volcano. Yonru. Geol. Sos. Japan, N 793, 1961.
- Taylor S. R., Emeleus C. H., Exley C. S.* Some anomalous K/Rb rations in igneyus rocks and their petrological significance. Geochim. Cosmochim. Acta, 10, N 4, 1956.
- Turner D. C.* Ring-structures in the Sara—Fier Vounger Granite complex. Northern Nigeria. «Quart. I. Geol. Soc. London», N 3, 1963.
- Wollf F.* Der Vulkanismus. Bd. I. Stuttgart, 1914.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
Геологическое строение и тектоника Карымского вулкана и вулканов Карымской группы	10
Глава первая Геологическое строение фундамента	10
Глава вторая Вулканы Карымской группы, их геология и петрография	20
Глава третья Вулкан Карымский, его геологическое строение и петрография	33
Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг.	44
Глава четвертая Прошлые извержения Карымского вулкана	44
Глава пятая Извержение 1962—1965 гг.	47
Глава шестая Продукты извержения 1962—1965 г.	58
Глава седьмая Особенности извержений Карымского вулкана в 1962—1965 гг.	74
Петрографические типы и петрохимия пород Карымского района	93
Глава восьмая Петрографические типы пород	93
Глава девятая Петрохимические и геохимические особенности пород района	99
Глава десятая История геологического развития района и некоторые особенности зон субкислого вулканизма на примере вулканов Карымской группы	122
Заключение	129
Литература	131

Борис Владимирович Иванов
**Извержение Карымского вулкана
в 1962—1965 гг.
и вулканы Карымской группы**

*Утверждено к печати Институтом вулканологии
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор издательства *Ф. Р. Апелъцин*
Технические редакторы *Р. Г. Грузинова* и *В. И. Зудина*

Сдано в набор 3/XII-69 г. Подписано к печати 27/V-1970 г.
Лес. печ. л. 11,9+0,35 (вкл.)=12,25. Уч.-изд. л. 11,6. Формат 70×108¹/₁₆.
Тираж 750 экз. Бумага № 2. Тип. зак. 5948. Т-07968.

Цена 1 р. 16 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10