

002  
Т41

К. М. ТИМЕРБАЕВА

# ПЕТРОЛОГИЯ КЛЮЧЕВСКИХ ВУЛКАНОВ на КАМЧАТКЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

---

К. М. ТИМЕРБАЕВА

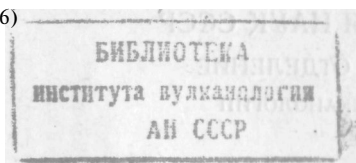
ПЕТРОЛОГИЯ  
КЛЮЧЕВСКИХ  
ВУЛКАНОВ  
НА КАМЧАТКЕ

(Труды, вып. 25)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1 967



*В книге содержится описание геологического строения, продуктов деятельности и истории развития Удинских вулканов, являющихся составной частью Ключевской вулканической группы. На основе сопоставления наиболее существенных особенностей Удинских вулканов с другими вулканами юго-восточной части Ключевского дола делается вывод о специфичности вулканизма всей этой части дола, отличающей его от вулканизма северной половины Ключевского дола и позволяющей говорить о наличии определенной взаимосвязи химизма лав с геолого-структурными особенностями фундамента. Таблиц 48. Библ. 155 назв. Иллюстраций 44.*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

*Г. Е. БОГОЯВЛЕНСКАЯ*

## ВВЕДЕНИЕ

К проблеме петрологии четвертичных и современных вулканических пород в настоящее время обращено внимание многих советских и зарубежных исследователей. В Советском Союзе одним из объектов, где могут быть решены многие вопросы этой проблемы, является Ключевская вулканическая группа — один из наиболее мощных и во многих отношениях уникальный центр проявления вулканических сил на Камчатке в верхнечетвертичное время.

Исследования Удинских вулканов входили как составной элемент в программу изучения Ключевской вулканической группы, систематически и целенаправленно осуществляющегося Лабораторией вулканологии АН СССР и Камчатской вулканологической станцией, начиная с момента их организации в 1935 г. Первоначально основными задачами, стоявшими перед автором предлагаемой работы, были, во-первых, достаточно полная реконструкция истории каждого из Удинских вулканов, а во-вторых, выявление взаимоотношения их источников питания.

Вместе с тем, когда в ходе работы выявились определенная специфичность лав Удинских вулканов, сближающих их с породами других вулканов юго-восточной части Ключевского дола, а также различие между последними и северными постройками Ключевской вулканической группы, возникла возможность высказать определенную точку зрения о генезисе лав Ключевских вулканов в целом. Это в первую очередь обусловило необходимость рассмотрения петрохимических и петрографических особенностей всех этих образований, может быть в несколько большем объеме, чем обычно принято в подобного рода работах.

Это же заставило проанализировать фактический материал по строению фундамента Ключевских вулканов, а также вновь пересмотреть как наши, так и известные из литературы данные по экструзивным образованиям Ключевского дола.

В основу настоящей работы легли данные, собранные в течение полевых сезонов 1958—1962 гг. Территориально работы

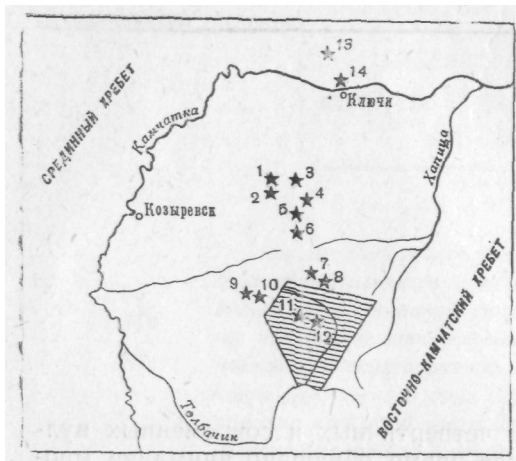


Рис. 1. Обзорная карта района работ

Вулканы: 1 — Ближний Плоский, 2 — Дальний Плоский, 3 — Средний, 4 — Ключевской, 5 — Камень, 6 — Безымянный, 7 — Большая Зимина, 8 — Малая Зимина, 9 — Острый Толбачик, 10 — Плоский Толбачик, 11 — Большая Удина, 12 — Малая Удина, 13 — Харчинский, 14 — Заречный, 15 — Шивелуч. Заштрихован участок детальных работ

не ограничивались Большой и Малой Удиной и непосредственно прилегающими к ним районами (рис. 1). Были осмотрены и ближайшие их соседи — вулканы Большая и Малая Зимина, Плоский Толбачик, а также более отдаленный вулкан Безымянный и примыкающая к нему экструзивная группа Плотина.

Завершение настоящей монографии стало возможным не только в результате личных усилий автора, но и в значительной степени благодаря исключительно благоприятным условиям работы, которым автор обязан руководителям Лаборатории вулканологии АН СССР, Ключевской вулканологической станции АН СССР и Института вулканологии СО АН СССР: членам-корреспондентам АН СССР Б. И. Пийпу и Г. С. Горшкову, докторам геологоминералогических наук С. И. Набоко и Е. К. Мархинину. Автор приносит свою искреннюю признательность за товарищескую критику и помощь коллегам и товарищам по работе: К. Н. Рудичу, Г. Е. Богоявленской, А. Н. Сирину, Т. Ю. Марениной, Э. Н. Эрлиху, Л. А. Башариной, Н. Д. Табакову, О. М. Алыповой, И. В. Мелекесцеву, К. И. Шмуловичу и С. Н. Мархининой.

Особенно глубокую благодарность автор выражает инициатору и научному руководителю этой работы профессору доктору геолого-минералогических наук В. И. Владовцу.

**Физико-географические сведения.** Ключевская группа вулканов располагается в северной части Центральной Камчатской депрессии на правом берегу р. Камчатки, в месте, где направление ее течения резко меняется с меридионального на широтное. Эта группа состоит из трех действующих (Ключевской, Плоский Толбачик, Безымянный) и девяти потухших (Острый

Толбачик, Ближний и Дальний Плоский, Средний, Камень, Большая и Малая Удина, Большая и Малая Зимина) вулканов.

Удинские вулканы замыкают Ключевскую группу с юга, располагаясь на одной линии с массивом Толбачинских сопок.

Местность к северу от Удинских вулканов, известная под названием Удинского дола, представляет собой слабо всхолмленное плато с абсолютными отметками 1000—1200 м и является частью пьедестала, на котором возвышаются центральные вулканы Ключевской группы. С востока к Удинскому долу примыкает Хапичинское лавовое плато высотой 800—1000 м.

Основная водная артерия района — р. Левый Толбачик — берет начало на склонах Плоского Толбачика и огибает Удинские вулканы с севера, востока и юга.

В целом район исследований, хотя он удален от населенных пунктов и лишен путей сообщения, относительно легкодоступен. Что же касается самих Удинских вулканов, то в связи с резкой эрозионной расчлененностью подъем на них, особенно к наивысшим отметкам, представляет значительную трудность.

Большая Удина представляет собой слегка усеченный и довольно правильный конус (абсолютная высота 2923 м, относительная 1800—2000 м), глубоко расчлененный многочисленными барранкосами. Площадь основания вулкана около 45 км<sup>2</sup>. На вершине сопки имеется небольшая площадка, заполненная ледником и окаймленная с юга и востока изолированными скальными обелисками.

Углы склона колеблются от 15 до 20° в нижней части конуса и от 18 до 25° — в верхней.

С юга и востока правильная конусовидная форма вулкана несколько осложнена четырьмя экструзивными куполовидными образованиями.

Малая Удина представляет более низкий (абсолютная высота 1945 м, относительная — 900—1000 м), но также правильный конус с хорошо развитой системой барранкосов и острой, сильно расчлененной вершиной. Площадь основания конуса составляет около 12 км<sup>2</sup>. Склоны конуса относительно крутые, средний угол склонов в нижней части конуса составляет 18—20°, в верхней — около 30°. Наблюдается некоторая асимметрия в очертаниях горы: западный склон более крутой и короткий, чем остальные.

Барранкосы, глубоко расчленяющие тело вулкана (глубина некоторых из них достигает 150—200 м), имеют в нижних частях конуса V-образный профиль, сменяющийся ближе к вершине глубоким каньоном. Некоторые барранкосы выработаны по радиальным дайкам, которые почти целиком уничтожены эрозией и сохранились лишь в виде незначительных останцов в бортах барранкосов.

Вершина вулкана состоит из отдельных базальтовых скал и останцов туфобрекчий, образующих вертикальные обрывы. Кратер отсутствует и угадывается только по сохранившимся следам интенсивной фумарольной деятельности. В настоящее время ледников и постоянных снежников на вулкане нет.

С северо-востока и востока к центральному конусу примыкают два небольших экструзивных купола.

**История исследования.** Специальные исследования на Удинских вулканах до последнего времени не проводились.

Первое определенное упоминание о вулкане Большая Удина имеется у К. Дитмара (1901), называвшего его Малой Толбачинской сопкой и охарактеризовавшего как «недействующий полный конус с очень красивыми ребристыми боками».

У Н. Д. Слюнина (1900) в списке недействующих вулканов, помимо Малого Толбачинского вулкана, упоминается еще и сопка Юдина, однако точное местоположение ее не указано.

На карте К. И. Богдановича и Н. Н. Лелякина (1904) Малая Толбачинская сопка по сравнению с ее действительным положением сильно смещена к югу.

В отчетах геологического отдела Камчатской экспедиции Рябушинского (1908—1911 гг.) говорится уже об обоих Удинских вулканах и приводится их краткое описание. По мнению С. А. Конради (1925), «Удины сопки не особенно интересны» и представляют собой довольно правильные конусы с сильно развитыми барранкосами, не обнаруживающие в настоящее время никаких признаков деятельности. С. А. Конради указывает, что вулканическая деятельность на Большой Удине началась извержением рыхлых вулканических продуктов и закончилась последовательным излиянием лав.

При составлении карты вулканов Камчатки Н. Г. Келлем (1928) были впервые определены географические координаты и высоты Удинских вулканов: Большая Удина — 2951 м, Малая — 2000 м.

В «Каталоге вулканов Камчатки» (Новограбленов, 1932) обе Удинские сопки уже заняли свое законное место в списке недействующих вулканов Камчатки.

Краткое описание строения Удинских вулканов и продуктов их деятельности приводится в работах А. Н. Заварицкого (1931, 1935), который обобщил известные ему сведения об этих вулканах, используя материалы С. А. Конради, А. Г. Трошина и Г. А. Дягилева (последние посетили Ключевской дол в 1925—1926 гг.). Помимо этого, А. Н. Заварицкий дает детальное петрографическое описание нескольких образцов с Удинских вулканов.

В середине 30-х годов начинается систематическое исследование вулканов Ключевского дола. Первая большая работа обзной вулканической группе (Влодавец, 1940) содержала крат-

кие, но достаточно полные сведения и об Удинских вулканах.

Согласно В. И. Влодавцу, Большая Удина является стратовулканом с преобладанием в начале его жизни эксплозивной, а в конце эффузивной деятельности. В андезитах Большой Удины В. И. Влодавец встретил ксенолиты глубинных пород, в частности габбро.

Деятельность Малой Удины началась с извержений рыхлых продуктов и закончилась изливанием лав базальтового состава.

Новые данные, полученные Б. И. Пийпом (1956) при изучении Ключевской вулканической группы, позволили ему дать более полное представление об Удинских вулканах, отчасти противоречащее представлениям С. А. Конради и В. И. Влодавца. По мнению Б. И. Пийпа, Малая Удина — более древний вулкан по сравнению с Большой Удиной, сформировавшийся, кроме экструзивных куполов, в доледниковое время. Нижняя половина Большой Удины сложена двупироксеновыми андезитами, перемежающимися с брекчиями и агломератами аналогичного состава. В строении верхней половины вулкана принимают участие в основном более кислые лавы: двупироксеновые андезиты, андезито-дациты, гиперстеново-роговообманковые и гиперстеновые андезиты, роговообманковые дациты. Лавы эти слагают мощные «пласты», вершинную экструзию, а также четыре купола на склонах центрального конуса. Б. И. Пийп считает, что их следует рассматривать как «выжатые на поверхность массы межпластовых инъекций». Обломки этих пород с отдельными кусками пемзы, покрывающие нижнюю половину постройки, по его мнению, являются продуктами последних, а не первых извержений вулкана, как это полагал Г. А. Конради. В андезитовых лавах Большой Удины Б. И. Пийп встретил ксенолиты, среди которых отмечены контактовые роговики, кремнистые породы, габбро, амфиболиты и кварц, представляющие обломки из мезозойских или более древних образований Камчатки.

В работе Б. И. Пийпа освещаются и многие общие вопросы, касающиеся геологического строения и структурного положения Ключевской вулканической группы в целом, без учета которых невозможно понимание истории формирования и особенностей строения каждого из ее членов. Эти данные будут рассмотрены ниже в соответствующих разделах настоящей работы.

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА УДИНСКИХ ВУЛКАНОВ**

### **СТРАТИГРАФИЯ**

О геологическом строении фундамента Удинских вулканов можно судить как по строению участков, прилегающих к району, так и по составу ксенолитов, заключенных в лавах Удинских и некоторых других вулканов Ключевской группы.

### **Строение юго-восточной части Ключевского дола и прилегающих к нему районов**

Наиболее полные разрезы фундамента наблюдаются в складчатых сооружениях хребтов Кумроч и Тумрок, горы Андриановка и плато Асхачного дола, обрамляющих Ключевской дол с востока и юго-востока. Вскрывающиеся здесь отложения стратифицируются следующим образом.

Верхнемеловые отложения (ирунейская серия) слагают краевые части Восточно-Камчатского антиклинория (Мокроусов, 1964) и представлены преимущественно разнообразными туфо-кремнистыми и кремнистыми породами, среди которых в подчиненном количестве присутствуют порфириды, полимиктовые песчаники, аргиллиты и алевролиты. Породы окрашены в зеленые, черные, иногда красные цвета и прорваны интрузиями дунитов и перидотитов.

В бассейне верхнего течения р. Правый Толбачик, в 30 км от Удинских вулканов, верхнемеловые отложения слагают ядро и крылья крупной антиклинали меридионального — северо-западного простирания (Шанцер, 1963). В низах разреза преобладают лавы основного и ультраосновного состава и их пирокластические аналоги, в верхах — лавы средней основности и их туфы. Последние часто сильно окремнены и напоминают под микроскопом микрокварциты. Описываемые отложения прорываются многочисленными дайками и силлами долеритов и габбро-диабазов.

Меловые отложения смяты в сравнительно пологие складки меридионально-северо-западного простирания, осложненные многочисленными разломами.

Третичные отложения (палеоген) выделяются условно (Мокроусов, 1964; Шанцер, 1963).

Палеогеновые отложения представлены вулканогенно-осадочными образованиями, среди которых А. Е. Шанцер выделяет: 1) нижнюю переходную свиту, сложенную зеленоватыми туфами, туфогенными песчаниками, агломератовыми туфами, и 2) верхнюю песчано-сланцевую свиту, сопоставляемую им с дроздовской свитой. Последняя была выделена Б. В. Ковалевым и отнесена им к низам богачевской ( $Pg_3-N_1$ ) серии. Мощность отложений более 1000 м.

Палеоген дислоцирован согласно с верхним мелом и слагает синклиналь северо-западного простирания.

Неогеновые отложения развиты преимущественно к западу и северо-западу от Ключевского дола и на восточных бортах Центрально-Камчатской депрессии, где имеются лишь небольшие и разобщенные выходы пород верхнетретичного возраста. Последние представлены песчаниками, аргиллитами, гравелитами и конгломератами и содержат фауну верхнемиоцен-плиоценового возраста. В верховьях рек Правый Толбачик и Шапина неоген трансгрессивно, с резким угловым несогласием залегает на породах мела и палеогена (Шанцер, 1963). Неогеновые отложения преимущественно континентальные (песчаники, гравелиты, туффиты) и примерно соответствуют коркертской свите западного побережья Камчатки ( $N_3^1-N_2^1$ ). Неогеновые отложения мощностью около 500 м слагают крупную пологую синклиналь северо-восточного простирания, осложненную многочисленными мелкими разрывами.

Суммарная мощность третичных отложений в осевой части Центральной Камчатской депрессии составляет 4000—5000 м (Белов, Васильев и др., 1961), к востоку от Ключевского дола 11000—14 000 м (Тихонов, 1963), в северных частях депрессии около 10 000 м (Власов, 1941; Тишков, 1954). Б. И. Пийп (1956), сопоставляя разрезы третичных отложений, пришел к выводу, что мощность этих отложений под Ключевским долом, особенно большая в его северной части, может достигать 17 км. Судя по более поздним данным, эта величина представляется нам завышенной. Вместе с тем характер распределения ксенолитов в лавах Ключевских вулканов, как будет показано ниже, а также некоторые особенности тектонического строения, устанавливаемые на территории, прилегающей к Ключевскому долу с юго-востока, свидетельствуют о том, что мощности третичных отложений в пределах дола имеют значительные колебания.

Восточно-Камчатский хребет отделяется от Центральной Камчатской депрессии крупным разломом северо-восточного

простирается. Последний в районе хребта Тумрок распадается на ряд коротких, часто взаимопересекающихся и быстроугасающих по амплитуде тектонических нарушений (Шанцер, 1963). Примыкающая к хребту восточная часть Камчатской депрессии имеет здесь меньшую амплитуду опускания, чем на участке, расположенном севернее и примыкающем к хребту Кумроч, и более южном, граничащем с Валагинским хребтом. В этих хребтах за счет жесткого сочленения их с депрессией по крупным северо-восточным разломам и параллельным им более мелким дизъюнктивным нарушениям произошла сильная переработка древних структур северо-западно-меридионального направления, сопровождающихся образованием структур северо-восточного простирания. В хребте Тумрок, из-за отсутствия крупных разломов и более «мягкого» сочленения его с Центральной Камчатской депрессией, древние структуры сохранили свой первичный облик.

Наличие структур северо-западного и меридионального направлений в хребте Тумрок, а также «мягкий» характер его сочленения с депрессией дают основание предполагать существование подобных структур и далее к северу и северо-западу, где они перекрыты более молодыми образованиями, но, вероятно, имеют относительно неглубокое залегание. Еще ранее М. Ф. Двали (1955) и Б. И. Пийп (1956) предполагали существование в районе Хапичинского дола погребенного мезозойского хребта северо-западного протирания, уходящего под территорию Ключевского дола. На погружающемся конце этого кряжа располагаются южные (Удинские и Зиминские) вулканы Ключевского дола. Относительно неглубокие залегания древних северо-западных структур в описываемом районе фиксируются зоной положительных магнитных аномалий (Ривош, 1963). Однако Л. Н. Ривош считает, что существование в Центральной Камчатской депрессии структур северо-западно-меридионального простирания обусловлено влиянием на развивающиеся структуры выступов доверхнемелового (догеосинклиналиного) фундамента, а не является результатом развития верхнемеловой (ларамийской) складчатости, как это считал В. И. Тихонов (1959).

Из перечисленных точек зрения та из них кажется более правдоподобной, согласно которой предполагается относительно неглубокое залегание древних домезозойских пород под южной частью Ключевского дола, что подтверждается находками ксенолитов таких пород в лавах южных вулканов Ключевской группы

На широте северных вулканов Ключевской группы прибортовые части Центральной Камчатской депрессии сложены третичными (палеоген?—нижнемиоценовыми) отложениями. Естественно предполагать наличие подобных пород под Ключевскими вулканами, что подтверждается находками неогеновой

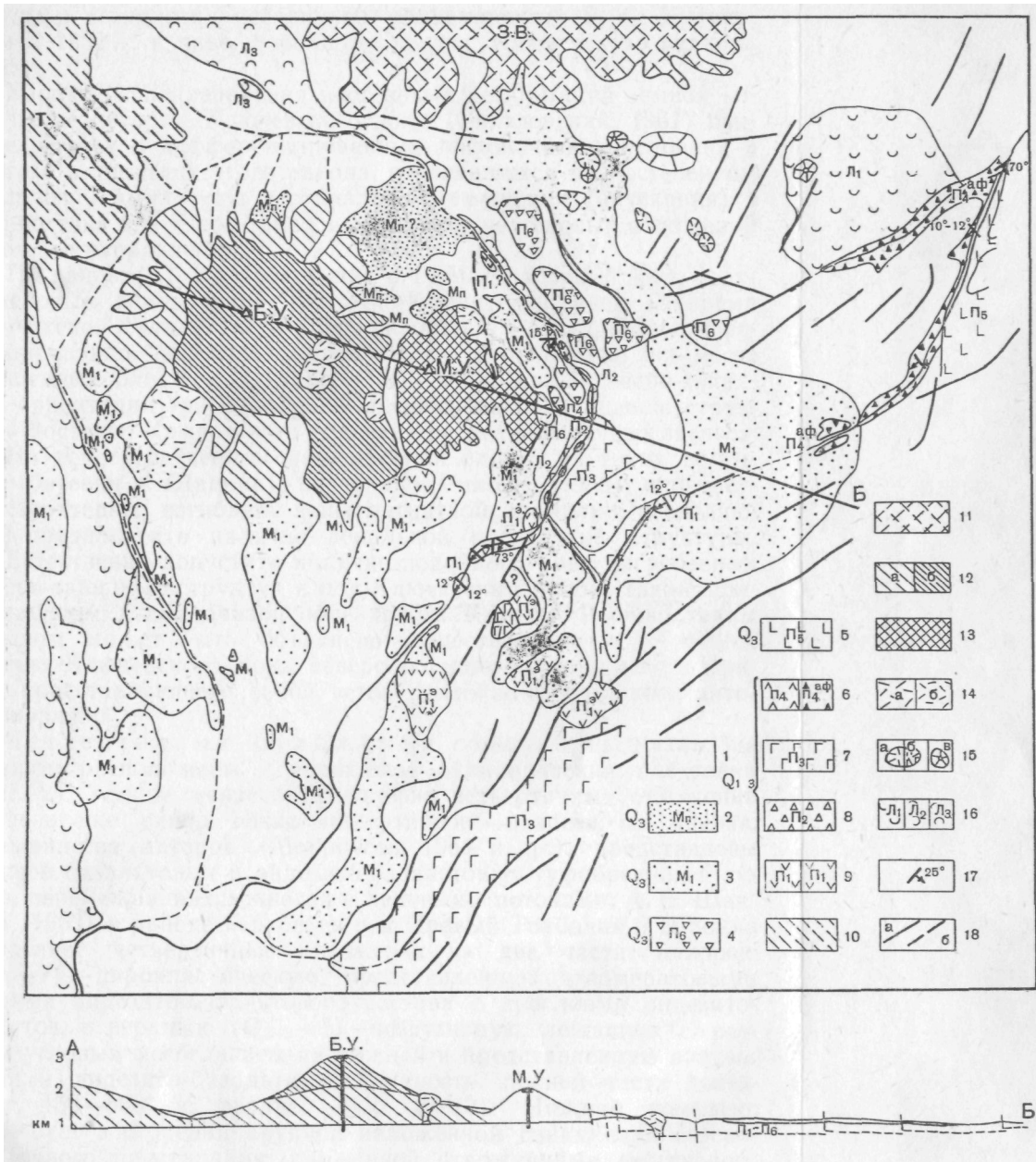


Рис. 2. Схема геологического строения юго-восточной окраины Ключевского дола

1 — нерасчлененные четвертичные образования; 2 — морена второго (последняя фаза верхнечетвертичного) оледенения; 3 — морена первого (ранняя фаза верхнечетвертичного) оледенения; 4 — плагиоклазовые базальты; 5 — гигантоплагиофировые лавы; 6 —  $P_4$  — андезиты и андезито-базальты; 7 — мезоплагиофировые лавы; 8 — базальты; 9 — древние андезиты;  $P_1$  — потоки,  $P_2$  — экструзии; 10 — вулканический комплекс Толбачика; 11 — вулканический комплекс Зиминых; 12 — вулканический комплекс Большой Удины: а — межфазовый, б — послеледниковый; 13 — вулканический комплекс Малой Удины (межфазовый); 14 — экструзивные купола: а — вулкана Большая Удина, б — вулкана Малая Удина; 15 — шлаковые конусы: а — межфазовые, б — межфазовые, сложенные мегаплаггиофировыми лавами, в — послеледниковые; 16 — отдельные лавовые потоки:  $L_1$  — послеледникового конуса Медвежий,  $L_2$  и  $L_3$  — шлаковых конусов вулкана Толбачик ( $L_2$  — древний поток,  $L_3$  — самый молодой); 17 — элементы залегания; 18 — основные тектонические нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые

фауны в ксенолитах песчаников, обнаруженных В. С. Кулаковым в 1932 г. в лаве побочного конуса Ключевского вулкана Туйла.

Характер распределения неогеновых деформаций земной коры на территории Ключевского дола (Святловский, 1961) свидетельствует о дифференцированных тектонических условиях в неогене в пределах этого района, отразившихся на постепенном увеличении амплитуды вертикального смещения (опускания) с юго-востока на северо-запад и мощности неогеновых отложений в том же направлении.

По данным П. Н. Кропоткина и Г. М. Власова (1960), верхнемеловые образования Восточно-Камчатской зоны во время Камчатской складчатости были разбиты на отдельные, дифференцированно перемещавшиеся блоки. В палеогене на месте опущенных блоков сформировались поперечные северо-западной ориентации грабенообразные прогибы, разделившие структуру Восточно-Камчатского поднятия на ряд поперечных звеньев.

На непосредственном продолжении одного из таких прогибов (бассейн р. Щапина), по данным Ривоша (1963), отмечается характерное изгибание зоны магнитной аномалии, позволяющей предполагать наличие локальной поперечной структуры.

Естественно допустить наличие подобного рода погребенных северо-западных структур и под Ключевским долом, также примыкающим к складчатой зоне хребта Кумроч. Именно таким образом может быть объяснено существование под южной частью Ключевского дола северо-западного мезозойского кряжа, представляющего собой ветвь Восточно-Камчатского антиклинория.

Четвертичные отложения образуют пьедестал, на котором расположены современные вулканические постройки (рис. 2). Тем не менее стратиграфия четвертичных отложений изучена еще слабо. Низы четвертичного разреза, по мнению большинства авторов (Мокроусов, 1964 и др.), представлены толщей базальтовых и андезито-базальтовых туфобрекчий и туфов, перемежающихся иногда с лавовыми потоками. А. Е. Шанцер (1963) в районе верховьев рек Правый Толбачик и Щапина разделяет четвертичные отложения на две части: нижнюю ( $Q_1$ —?) — пирокластическую, представленную агломератовыми туфами андезито-базальтового состава с прослоями андезито-дацитов, и верхнюю ( $Q_2$ —?) —эффузивную, лежащую с резким угловым несогласием на нижней и представленную андезитами и андезито-базальтами. Мощность нижней части достигает 450—500 м, верхней—400 м (?). Нижний комплекс участвует в строении крупной наложенной синклинали северо-восточного простирания, сложенной отложениями неогенового возраста. Таким образом, не исключено, что возраст нижнего комплекса отложений — плиоценовый. Более древними оказа-



Рис. 3. Схематический разрез вулканогенных образований юго-восточной окраины Ключевского дола

складчатой горстовой структуре хребта Кумроч. Возраст этого плато, как и других вулканических плато, до сих пор точно не установлен. Предположительно его считают верхнеплиоценово-постплиоценовым (Пийп, 1964; Мокроусов, 1964).

К наиболее древним образованиям (рис. 3), наблюдающимся в описываемом районе, следует отнести толщу андезитов, которая вскрывается по долине р. Левый Толбачик. В отличие от залегающей выше по разрезу второй андезитовой толщи описываемые образования в дальнейшем будут называться древней андезитовой толщей. Эта толща сложена чрезвычайно однородными по структуре и составу тонкозернистыми серыми и розовыми андезитовыми лавовыми потоками мощностью 4—5 м. В большинстве случаев контакты между отдельными потоками различить невозможно. Однако местами встречаются горизонтально вытянутые слабопористые красноцветные участки, весьма напоминающие окисленные корки лавовых потоков. О наличии некоторых потоков свидетельствует и наблюдаемая кое-где резкая смена по вертикали различных форм отдельности, в частности крупноглыбовой, на плитчатую.

лись и отложения, выделенные Л. П. Грязновым и В. П. Мокроусовым (1964) в бассейне р. Сторож. Как выяснено Б. В. Ковалевым. (Мокроусов, 1964), часть этих отложений относится к плиоцену. Соответственно этому возраст верхнего комплекса также, возможно, является более древним.

Верхний комплекс сложен лавами, горизонтальное залегание (которых иногда нарушается пологими сводовыми изгибами).

Ниже приводится описание юго-восточной окраины Ключевского дола, непосредственно примыкающей к Удинским вулканам.

Юго-восточная окраина Ключевского дола представляет древнее вулканическое плато, на западе уходящее под вулканические сооружения Ключевской группы, а на востоке примыкающее к сложно-

У наиболее распространенных трещин, образующих такие отдельные, элементы залегания варьируют в следующих пределах: азимут  $210-320^\circ$ , угол падения  $12-75^\circ$ , причем преобладает система трещин с азимутом  $210-215^\circ$  и углом падения  $12-20^\circ$ .

Древние андезиты слагают также ряд возвышенностей к северо-востоку, югу и юго-западу от вулкана Малая Удина, представляющих скорее всего отдельные экструзивные купола или их цепочки, впоследствии обработанные эрозией.

В 11 км к юго-востоку от вершины Малой Удины, на одном из таких останцов, видимая мощность описываемых андезитов достигает 30 м. Эти андезиты окружены полем более мощных мегаплагиофировых лав андезито-базальтового состава. Непосредственный контакт вышеупомянутых пород прослежен не был, но тем не менее его расположение предположительно устанавливается по наличию значительного количества участков с окисленными шлаковыми разностями андезитов.

Толща древних андезитов разбита серией нарушений, имеющей преимущественно сбросовый характер. Видимая мощность этой толщи — приблизительно 200 м.

Древние андезиты перекрыты толщей базальтов. Непосредственный контакт этих образований не наблюдался. Базальтовая толща, вскрывавшаяся в разрезах по каньону р. Левый Толбачик, сложена многочисленными лавовыми потоками, мощность которых колеблется от 0,5 до 2 м. Базальты представляют собой серые и темно-серые породы массивного сложения, с различными крупными кристаллами пироксена темно-зеленого цвета. Под микроскопом видно, что в микролитовой, реже — микроинтерсертальной основной массе заключены вкрапленники плагиоклаза (в крупных выделениях лабрадор № 63—70, в лейстах Лабрадор № 52—68), пироксена (преимущественно авгит), оливина и магнетита. Стекло разложено, буроватой окраски, переполненное магнетитовой пылью.

Базальты имеют значительную пористость, достигающую в отдельных участках 30—35%, которая сосредоточена главным образом в кровле и у основания потоков. В наиболее мощных лавовых потоках в центральной части наблюдаются эллипсоидальные поры, удлиненные по направлению течения, в то время как в приповерхностных и придонных частях потоков преобладают преимущественно изометрично округлые поры. Зональное расположение различных по форме пор отмечалось С. Шроком (1950) и Е. К. Устиевым (1956). Поры, имеющие округлую изометрическую форму, могли образоваться в неподвижной лаве, а эллипсоидальные, вытянутые вдоль течения, возникли в движущейся лаве. Некоторые эллипсоидальные поры достигают 40 см в длину и местами соединяются одна с другой перемычками, образуя вытянутые на 70—80 см полости. У основания потоков

встречаются вертикально направленные эллипсоидальные и трубчатые поры. Они приурочены в основном к тем местам, где поток из-за неровности подстилающего рельефа делает изгиб. Вертикально направленные трубчатые поры или цепочки пор в приповерхностной части потока изогнуты и наклонены в сторону движения лавы.

Резкая смена текстурных горизонтов, характеризующихся различными типами пористости, позволяет в некоторых случаях устанавливать границу между отдельными лавовыми потоками.

Лавовые потоки описываемой толщи были чрезвычайно жидкими, о чем, кроме незначительной мощности этих потоков и кое-где встречающейся веревочной текстуры, свидетельствуют разнообразные натечные формы, возникающие при заполнении лавой небольших пустот и углублений на подстилающей поверхности.

Интервалы между излияниями потоков были, по-видимому, весьма непродолжительны, на что указывает почти полное отсутствие на контактах потоков окисленных зон.

Потоки базальтов имеют слабое падение на юго-запад (азимут падения 200—210°). То же направление имеет и простирание наиболее распространенных пор.

Исходя из вышеприведенных элементов залегания, а также судя по наклонному расположению трубчатых пустот, можно заключить, что центр излияний базальтовой толщи располагался где-то в районе хребта Кумроч. Мощность толщи достигает 200 м.

Базальты перекрыты толщей мегаплагифирированных лав. Непосредственный контакт этих толщ наблюдался в одном из обнажений по правому берегу р. Левый Толбачик.

Разрез этого обнажения выглядит так.

1. Мегаплагифирированная лава, двухметровый лавовый поток.
2. Серая конгломерато-брекчия. По типу она наиболее близка к аллювиально-делювиальным отложениям. Встречаются многочисленные обломки верхних андезитов. Мощность 1,5 м.
3. Мегаплагифирированные лавы, чередующиеся со шлаком аналогичного состава (два прослоя шлаков мощностью 1,5 и 0,4 м.
4. Брекчия из подстилающих пород. Мощность прослоя брекчии достигает 4 м. Верхние слои брекчии (15 см) ожелезнены и обожжены, отчего приобрели желтую и оранжевую окраску.
5. Под брекчией залегают потоки серых базальтов, переслаивающихся с маломощными прослоями красных агломератовых лав.

Выше по разрезу залегает толща андезитов, обнажающихся так же, как и предыдущие образования, в бортах каньона р. Левый Толбачик там, где последняя круто сворачивает на юг. Непосредственного контакта андезитов с подстилающими мегаплагифирированными лавами не обнаружено, и положение андезитов в стратиграфическом разрезе устанавливается лишь по их гипсометрически более высокому залеганию.

Толща представлена потоками серых, очень плотных тонкозернистых андезитов (мощностью 3—5 м), переслаивающихся местами с мощными прослоями красных агломератовых лав.

Андезиты представляют собой почти афировые породы с редкими вкрапленниками плагиоклаза (Лабрадор № 53—58) и пироксена (авгит и гиперстен). В гиалопилитовой и пилотакситовой основной массе преобладает темно-бурое непрозрачное стекло ( $N=1,530$ ).

Мощность отдельных лавовых потоков, которая обычно составляет 2,5—3 м, нередко достигает 10 м. В центральных частях утолщений обычно имеются крупные (до 1 м) шарообразные образования с отсекающимися от них сферическими скорлуповидными чешуями, возникновение которых, по-видимому, связано с завихрениями жидких слоев потока в условиях преодоления препятствий, на резких поворотах и т. д. В приповерхностной части (0,5 м) потоков развиты многочисленные поры. Последние в центральных частях потоков вытянуты приблизительно в одном направлении (азимут простираения 240—307°).

Мощность андезитовой толщи ориентировочно оценивается в 100 м.

Под термином «мегаплагиофировые лавы» Б. И. Пийп (1956) объединил широко распространенные на Ключевском долу обогащенные известью базальтовые и андезито-базальтовые породы, содержащие большое количество крупных вкрапленников плагиоклаза. Среди этих лав Б. И. Пийп различал по величине вкрапленников гигантоплагиофировые (до 2—3 см) и мезоплагиофировые (до 0,5—1 см). Согласно этой классификации, описанные лавы относятся преимущественно к мезоплагиофировой разновидности.

Лавы иного (гигантоплагиофирового) типа образуют верхний уступ левого борта р. Левый Толбачик, а также слагают столовые возвышенности, расположенные к югу и юго-востоку от Удинских вулканов. Здесь лавы выходят на гипсометрических отметках от 500 до 900 м, а возможно, и несколько выше, причем мощность их к югу увеличивается. Обнажения мегаплагиофировых лав имеются по ручью Шумному — левому притоку р. Левый Толбачик, примерно в 20 км к югу от вершины Большой Удины, где они образуют вертикальные уступы до 20—25 м. Уступы сложены очень однородными по окраске и составу массивными гигантоплагиофировыми породами, в которых невозможно выделить отдельные лавовые потоки.

В некоторых местах породы слабопористы; поры вытянуты, их азимут простираения 320—330°. Выветрелые поверхности гигантоплагиофировых лав имеют очень характерный угловатоячеистый вид.

Две разновидности мегаплагиофировых лав наблюдаются также в бортах долины р. Горно-Тополовой, недалеко от места,

слияния двух ее истоков. Здесь мезоплагиофировые лавы слагают нижний уступ долины, гигантоплагиофировые — верхний, будучи разделены толщей афировых андезитов и андезито-базальтов. Мезоплагиофировые лавы прослеживаются по долине р. Сухая Зимина, а также в нижнем течении р. Горно-Тополовая. Гигантоплагиофировые лавы (они моложе мезоплагиофировых) широко распространены к югу и юго-востоку от описываемого района, покрывают почти всю поверхность Хапичинского дола и вдаются заливом в Восточно-Камчатский хребет между Кумрочем и Тумроком.

Толща гигантоплагиофировых лав перекрывается более молодыми плагиоклазовыми андезито-базальтами, слагающими небольшие холмообразные возвышенности, расположенные на Удинском долу по обоим берегам р. Левый Толбачик (к востоку от вулкана Малая Удина).

Обнажения плагиоклазовых андезитов имеются и на левом берегу притока, текущего с перевала Большая Удина — Малая Удина в 250 м выше устья. Здесь, в борту долины, можно проследить три лавовых потока мощностью 1,5—2 м, которые залегают непосредственно один на другой, будучи разделены маломощными прослоями брекчий. Выше по притоку обнажается еще один лавовый поток. Лавовые потоки имеют азимут падения 120—130° и угол падения 10—20°. Трещины отдельности, замеренные в ряде мест, также обнаруживают подобные элементы залегания. Мощность толщи около 50 м.

По падению потоков, существенно отличающемуся от падения всех нижележащих толщ, можно сделать вывод, что центр их излияния располагался где-то к северо-востоку от вулкана Малая Удина. По всей вероятности, таким центром являлась группа из двух-трех доледниковых шлаковых конусов, расположенных примерно в 10 км к северо-востоку от вершины вулкана Малая Удина. Конусы этой группы имеют относительно хорошую сохранность, без следов ледниковой обработки, а потоки их еще не расчленены и хорошо различаются на аэрофотоснимках.

Что касается конусов, расположенных ближе к Малой Удине, то они, по всей вероятности, были обработаны ледником. Кратеров на них нет, и конусы почти полностью утратили первоначальный облик. Ледниковая обработка этих образований могла иметь место только в первую фазу верхнечетвертичного оледенения, так как ледники II фазы, по данным И. В. Мелекесцева, этого района не достигали.

Устанавливаемый доледниковый возраст конусов и остатков потоков, а также близость петрографического состава слагающих их лав подтверждают высказанное выше предположение о связи указанных образований.

Наиболее молодыми образованиями за пределами построек Удинских вулканов являются лавы вулкана Плоский Толбачик и

его побочных конусов, распространившиеся далеко на восток по Удинскому долу. Обычным путем движения этих потоков была долина р. Левый Толбачик. Остатки древних лавовых потоков встречаются вплоть до места резкого поворота р. Левый Толбачик на юг. Ко времени излияния потоков долина реки была в основном сформирована. Заполнившие долину лавы впоследствии во многих местах были уничтожены процессами эрозии, и к настоящему времени сохранились небольшие останцы этих потоков по обоим берегам реки. Самым молодым образованием на Удинском долу является андезито-базальтовый поток, расположенный по долине р. Левый Толбачик.

Излияние потока произошло в послеледниковое время, по-видимому, в течение последнего тысячелетия, на что указывают прекрасно сохранившиеся бороздки течения, а также очень тонкий слой почвы под растительностью, покрывающий поток.

Все описанные отложения, за исключением самого молодого потока, перекрыты чехлом почвенно-пепловых горизонтов мощностью 2—2,5 м.

Таким образом, можно сделать вывод, что в фундаменте Удинских вулканов выделяются две мегаплагиофировые толщи: верхняя, сложенная лавами гигантоплагиофирового типа, и нижняя — мезоплагиофирового типа. Обе разности существенно отличаются по количественно-минералогическому составу, составу отдельных минералов (табл. 1) и химизму (табл. 2). Мезоплагиофировые лавы сравнительно с гигантоплагиофировыми более основные, характеризуются и несколько повышенным содержанием щелочей. Что касается химизма остальных лав, слагающих толщи фундамента, то сильный разброс векторов, отражающих их составы, не позволяет говорить о принадлежности этих лав к единой эволюционной серии.

Таблица 1

**Средний количественно-минералогический состав и состав некоторых минералов в мегаплагиофировых лавах фундамента Удинских вулканов**

Составные части	Минералы	Мезоплагиофировые (среднее из них)		Гигантоплагиофировые (среднее из них)	
		содержание, %	состав	содержание, %	состав
Вкрапленники	Плагиоклаз . .	29,5	An 56—65	28,3	An 63—71
	Оливин .	4,2	Fa 32—36	2,4	Fa 40—44
	Авгит	2,3		1,5	
	Гиперстен..	0,2	Fs 20—24	1,2	Fs 26—30
	Магнетит .	1,7		0,9	
Основная масса		62,1		65,7	
Структура		Микроинтерсертальная		Микролитовая, гиалопилитовая	

Таблица 2

## Химические составы лав юго-восточной окраины Ключевского дола

Компоненты	Образцы					
	527	574	522	520	536	172
SiO <sub>2</sub>	58,72	56,54	52,54	51,61	53,91	59,20
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,53	0,74	1,04	1,18	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,11	17,65	14,57	18,50	18,28	16,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,96	2,63	5,05	4,10	4,63	2,54
FeO	3,35	4,85	4,70	5,00	4,62	4,80
MnO	0,13	0,11	0,15	0,13	0,14	0,15
MgO	2,61	3,11	7,78	4,39	4,11	2,66
CaO	7,13	10,32	10,10	9,65	7,45	5,00
Na <sub>2</sub> O	3,69	3,20	2,88	3,78	3,36	4,44
K <sub>2</sub> O	1,40	1,18	1,26	1,54	1,59	3,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,19	—	0,28	0,15	0,46	0,48
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,20	0,23	0,20	0,30	0,23	0,38
Сумма	100,12	100,09	100,25	100,19	99,96	100,58

## Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

<i>a</i>	10,5	9,1	8,0	10,8	10,0	14,2
<i>c</i>	7,2	7,0	5,4	3,6	7,6	4,1
<i>b</i>	13,1	17,4	28,0	24,6	17,7	13,4
<i>S</i>	69,2	65,9	58,6	61,0	64,8	68,3
<i>Q</i>	+10,2	6,0	-4,2	-3,2	1,9	4,1
<i>a/c</i>	1,45	1,19	1,48	3,0	1,31	3,4
<i>c'</i>	30	30	2,4	34	10	15
<i>m'</i>	52	40	40	35	40	51
<i>f'</i>	35	30	31	31	50	34
<i>n</i>	80	80	77	80	76	68
<i>t</i>	0,8	0,7	1,0	1,3	1,66	0,9
<i>φ</i>	26	13	15	14	23	16

Примечание: 527 — древний андезит. Долина р. Левый Толбачик, к востоку от вулкана Малая Удина; 574 — древний андезит. Долина р. Левый Толбачик, к северу от вулкана Малая Удина; 522 — базальт. Долина р. Левый Толбачик, к востоку от вулкана Малая Удина; 520 — мезоплагифирировая лава. Долина р. Толбачик, к востоку от вулкана Малая Удина; 536 — гигантоплагифирировая лава. Ручей Шумный, в 20 км к югу от Удинских вулканов; 172 — андезит. Долина р. Левый Толбачик, к северу от вулкана Малая Удина.

По мнению Б. И. Пийпа, мегаплагифирировые лавы являются продуктами самой древней стадии вулканической деятельности на Ключевском долу и, вероятно, изливались из крупных трещин или возникших на них вулканов центрального типа.

Данные по геологическому строению описываемого района не согласуются с высказанным Б. И. Пийпом предположением о едином цикле мегаплагифирирового вулканизма, в результате ко-

того был сформирован пьедестал в виде гигантского пологого щита. Впоследствии на этом щите возникли вулканы центрального типа.

Мегаплагиофировый вулканизм является специфической и своеобразной особенностью вулканической деятельности на территории Ключевского дола. В течение всей истории существования этого сложного вулканического узла из разных центров и в различное время происходили излияния мегаплагиофировых лав. Последние, согласно высказываниям Б. И. Пийпа (1956) и А. Н. Сирина (1963), являются продуктами длительно существовавшего и единого для всей Ключевской группы глубинного магматического очага.

Периодически возобновлявшийся мегаплагиофировый вулканизм был особенно интенсивным на начальных этапах вулканической деятельности на Ключевском долу, однако и тогда он не был единственной формой вулканических проявлений, а сопровождался и, во всяком случае, чередовался с излиянием лав иного, не мегаплагиофирового типа, о чем свидетельствует вышеупомянутое наличие афировых андезитов и андезито-базальтов между толщами гигантоплагиофировых и мезоплагиофировых лав.

Состав мегаплагиофировых лав испытывал заметное колебание во времени и, по-видимому, в пространстве. Так, А. Н. Сирин (1963) установил, что вскрытая часть мегаплагиофирового фундамента вулкана Плоский состоит из двух толщ: нижней — мегаплагиофировой и верхней — мезоплагиофировой, между формированием которых имел место длительный перерыв.

Таким образом, в истории мегаплагиофирового вулканизма, по-видимому, было несколько циклов, разделенных длительными перерывами. Не исключено, что некоторые из этих циклов проявлялись по всей территории Ключевского дола. Так, лавы мезоплагиофировых толщ, выделенных на противоположных концах Ключевского дола, в фундаменте вулкана Плоского и в районе Удинских вулканов, обнаруживают значительное петрохимическое сходство, позволяющее условно считать эти образования синхронными. Исходя из этого предположения, наиболее ранним, известным проявлением мегаплагиофирового вулканизма на Ключевском долу, по-видимому, следует считать излияние древних мегаплагиофировых лав (нижняя толща под вулканом Плоский), многочисленные выходы которых имеются по долине р. Камчатки непосредственно у уреза воды. Разумеется, высказанная мысль о цикличности мегаплагиофирового вулканизма является предположительной, и только будущее детальное и тщательное сопоставление всех проявлений мегаплагиофирового вулканизма в различных местах Ключевского дола позволит выявить характер его эволюции в целом.

Относительно возраста фаунистически немых толщ фундамента можно сказать следующее. Вышеописанный разрез в целом предположительно сопоставляется нами с верхней эффузивной толщей четвертичного разреза в районе верховьев рек Правый Толбачик и Шапина.

За исключением голоценовых потоков вулкана Толбачик и его шлаковых конусов, все лавы Удинского дола доледниковые, так как залегающие сверху разреза плагиоклазовые андезитобазальты непосредственно перекрыты мореной I фазы верхнечетвертичного оледенения.

Формирование древней мегаплагиифировой и мезоплагиифировой толщ под вулканом Плоский, согласно А. Н. Сирину (1963), произошло в конце среднечетвертичного (?) и в первой (доледниковой) половине верхнечетвертичного времени. Исходя из высказанного выше представления о синхронности формирования мезоплагиифировых толщ под вулканом Плоский и на Удинском долу, можно предполагать, что толща гигантоплагиифировых лав фундамента Удинских вулканов возникла в доледниковую половину верхнечетвертичного времени. Косвенным подтверждением этого могут служить предварительные результаты палеомагнитных исследований О. М. Альповой (устное сообщение) на Ключевском долу.

Что касается нижележащих толщ фундамента, то они характеризуются векторами остаточного намагничивания, имеющими ориентировку, типичную для так называемых переходных зон. Последняя из них, по данным О. М. Альповой, примерно соответствует концу нижнечетвертичного — началу среднечетвертичного времени.

Суммируя перечисленные данные, можно полагать, что время формирования толщ, лежащих ниже гигантоплагиифировых лав, ниже-среднечетвертичное.

### **Ксенолиты**

Характерной особенностью лав Удинских вулканов является наличие в них значительного количества ксенолитов, которые по составу распределяются так (отобрано 30 образцов): кристаллические сланцы — 5 образцов (17%), кремнистые сланцы, кремнеземные туфы и туфопесчанки — 10 образцов (34%), габброидные породы — 4 образца (13%), перидотиты — 4 образца (13%), ксенолиты древних лав — 7 образцов (23%). Петрографическая характеристика перечисленных пород приводится ниже.

Кристаллические сланцы. Среди них выделяются две разновидности: плагиоклазово-амфиболовая ( $\text{SiO}_2 = 58-59\%$ ) и пироксеново-амфиболовая. Плагиоклазово-амфиболовые сланцы состоят из плагиоклаза (35—45% An), светло-бурой ро-

говой обманки (актинолит?), небольшого количества слабоокрашенного моноклинного пироксена и редких зерен кварца. Порода характеризуется полосчатой текстурой, обусловленной чередованием более крупнозернистых гранобластовых прослоев, состоящих из изометричных зерен плагиоклаза и более тонких лепидогранобластовых вытянутых параллельно границе зерен амфибола. Ближе к контакту с вмещающей лавой роговая обманка более интенсивно окрашена и опацифицирована. В пироксеново-амфиболовых сланцах содержится до 40% моноклинного пироксена. Полосчатая текстура в этих сланцах обусловлена чередованием плагиоклазовых, пироксеновых и амфиболовых прослоев.

На контакте ксенолитов кристаллических сланцев с вмещающей породой имеется обычно прослой прозрачного неизмененного стекла со свежими кристаллами плагиоклаза и гиперстена.

Кристаллические сланцы относят (Мокроусов, 1964) к наиболее древним образованиям Камчатки — к нижнему палеозою и даже к протерозою. В ближайших к Удинским вулканам районах эти породы на дневную поверхность не выходят и в описываемом районе, видимо, залегают на значительной глубине. Подобные кристаллические сланцы были описаны также А. А. Меньяйловым (1955) среди ксенолитов вулкана Швелуч.

Окремнелые туфы и туфопесчаники, кремнистые сланцы среди ксенолитов пользуются наиболее широким распространением (содержание  $\text{SiO}_2 = 56,23—58,11\%$ ). Встречаются они в виде угловатых обломков различного размера (2—10 см) и представляют плотные породы зеленозато-серого, зеленовато-черного, зеленого, реже — черного и красноватобурого цвета. Породы существенно метаморфизованы, но в большинстве случаев сохраняют следы первоначального туфогенного облика. Встречаются реликты пепловых частиц, обломки кристаллов, погруженных в цементирующую массу, состоящую из серицита, кремнезема и рудных минералов. В образцах с крайней степенью окварцевания ( $\text{SiO}_2 = 71,84\%$ ), порода напоминает микрокварцит и состоит из плотно соприкасающихся изометричных округлых зерен кварца размером 0,05—0,07 мм и очень редких зерен плагиоклаза. Структура породы микрогранобластовая, при скрещенных николях отчетливо проявляется ее мозаичный характер. Мельчайшие трещинки (0,1—0,2 мм) выполнены кальцитом. Зеленокаменные изменения в описываемых ксенолитах выражаются главным образом в хлоритизации темноцветных минералов и вулканического стекла. В описываемых ксенолитах также наблюдаются тонкие (0,1 мм) прожилки свежего светлосерого стекла, часто переполненного микролитами плагиоклаза и пироксена (ромбического?).

Ксенолиты кремнелых пород, по всей вероятности, относятся к мезозойским отложениям Камчатки, а именно к кремнисто-

вулканогенной свите, выделенной А. Е. Шанцером (1963) в районе северо-западной оконечности хребта Тумрок (в 30 км к юго-востоку от Удинских вулканов). Кремнисто-вулканогенная свита сопоставляется с ирунейской серией верхнемелового возраста (сенон), широко развитой на территории Камчатки.

Верхнемеловые отложения в хребте Тумрок прорываются гипабиссальными телами (штоки, дайки, небольшие интрузии) основного и ультраосновного состава (Мокроусов, Стырикович, 1964; Шанцер, 1963). По-видимому, из подобных образований, развитых под Удинскими вулканами, и были захвачены ксенолиты габброидных пород. Два образца этих ксенолитов представлены крупнозернистой глубинной породой серовато-зеленого цвета. По минералогическому составу она может быть отнесена к пироксеновому габбро. Порода состоит из сильно сосюритизированного плагиоклаза (лабрадор-битовпит), частично хлоритизированных темноцветных (моноклинным и ромбический пироксен) и небольшой примеси рудного минерала. Контакт с вмещающей лавой резкий; на границе у одного из ксенолитов имеется прослой свежих кристаллов плагиоклаза и гиперстена. Третий образец представляет относительно слабо измененное амфиболовое габбро. Порода сложена плагиоклазом (битовнит) и моноклинным пироксеном, замещенным по краям роговой обманкой. По амфиболу местами развивается биотит. Ксенолит аналогичного состава (образец 228) был описан В. И. Влодавцем (1940) в лавах Большой Удины. Анализы ксенолитов габбро приведены в табл. 3.

**Перидотитовые породы.** Ксенолиты перидотитов имеют сравнительно небольшие размеры (3—5 см в поперечнике) и близкие к изометричным очертания. Ксенолиты заключены

Таблица 3

**Химический состав ксенолитов габбро**

Компоненты	Образцы		Компоненты	Образцы	
	264	228		264	228
SiO <sub>2</sub>	49,74	50,28	CaO	10,90	10,24
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,94	Na <sub>2</sub> O	2,80	1,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,00	15,72	K <sub>2</sub> O	0,41	0,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,37	3,63	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,08	0,86
FeO	4,25	7,80	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,52	0,20
MnO	—	0,09	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,10
MgO	7,03	7,73			
Сумма				99,66	99,86

Аналитик Г. Ф. Некрасова Н. Н. Шаврова

Г. Ф. Некрасова Н. Н. Шаврова

в основные лавы (базальты, андезито-базальты), при этом контакт с вмещающей породой очень резкий.

Порода ксенолитов состоит из оливина и подчиненного количества ромбического пироксена. Оливин наблюдается в виде крупных зерен (2—4 мм), не имеющих характерных кристаллографических очертаний, что обуславливает аллотриоморфнозернистую структуру включения. Оптические свойства оливина ( $2V=$  от  $+84$  до  $+86^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,036$ ) показывают, что он имеет существенно магнезиальный состав. Ромбический пироксен образует более мелкие и продолговатые слабоплеохроирующие кристаллы. По оптическим свойствам ( $2V=$  от  $+64$  до  $+66^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,010$ ) пироксен может быть отнесен к энстатиту. В качестве примеси в породе встречается пикотит (хромовая шпинель), образующая темно-бурые, почти черные зерна неправильной формы, слабо просвечивающиеся по краям. В отраженном свете минерал серо-бурый и бурый. Имеются редкие прожилки актинолита. В трех из четырех образцов перидотитов в той или иной мере выражены явления катаклаза и структура породы приближается к катакlastической. Крупные зерна оливина как бы раздроблены на мелкие изометричные, различно погасающие части. Ромбический пироксен имеет волнистое погасание. Для всех образцов характерна запыленность минералов opakовыми частицами.

Перидотитовые включения подобного состава были также встречены в лавах Ключевского вулкана (Пийп, 1956).

Ксенолиты древних лав имеют обычно угловатые очертания и резкий, без следов оплавления, контакт с вмещающими лавами. Представлены они относительно свежими лавами базальтового и андезито-базальтового состава с интерсертальной и гиалопилитовой структурой основной массы. Повидимому, эти включения относятся к лавам, непосредственно залегающим под Удинскими вулканами или слагающими сами вулканы.

Микротиниты. В базальтовых и андезито-базальтовых лавах Удинских вулканов были встречены очень своеобразные включения микротинитового типа. Они не являются типичными ксенолитами и представляют собой скорее продукт кристаллизации первичного магматического расплава. Тем не менее ввиду спорного происхождения микротинитов и для удобства изложения описание их приводится в настоящем разделе.

Микротиниты — обычно небольшие округлые и пятнообразные включения более светлой, чем вмещающая порода, окраски. Под микроскопом они похожи на полнокристаллическую породу долеритового типа и состоят из плагиоклаза, оливина, моноклинного пироксена и небольшого количества стекла бурого или черного цвета. Гиперстен присутствует в двух образцах в виде единичных зерен. Минералы распределены в породе очень

неравномерно — плагиоклазовые участки чередуются со скоплениями темноцветных.

Характерной особенностью описываемых включений является очень свежий облик плагиоклаза (52—58, % An). Минерал незональный, без стекловатых включений, в противоположность плагиоклазу вмещающей породы. Большинство зерен имеет изометричную форму, зерна плотно примыкают одно к другому. Кроме того, встречаются более мелкие идиоморфные кристаллы лейстовидной формы.

Среди темноцветных минералов преобладает оливин, по-видимому, являющийся продуктом ранней кристаллизации, поскольку имеет характерные кристаллографические очертания. Вместе с тем минерал этот сильно оплавлен, раздроблен и окрашен по трещинкам гидроокислами железа. По составу оливин относится к хризолиту с 28—30% Fa ( $2V =$  от  $-82$  до  $-84^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,034$ ), что приблизительно соответствует составу оливина вмещающих лав. Моноклинный пироксен, представленный авгитом ( $2V =$  от  $+52$  до  $+55^\circ$ ,  $cNg = 42^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,025$ ), обычно включен в плагиоклаз. Гиперстен образует сильноплеохроирующие идиоморфные призматические зерна. Стекла мало, оно бледно-бурое, бурое, иногда почти черное, содержит лейсты плагиоклаза и довольно часто — тонкие и длинные иглы апатита.

Включения микротинитов, в целом похожие одно на другое, отличаются лишь незначительными структурными особенностями и наличием или отсутствием гиперстена.

Подобные включения в лавах Ключевского вулкана были описаны Б. И. Пийпом (1956), который полагал, что они имеют черты и гомеогенного, и пневматогенного происхождения. Вместе с тем они отличаются от типичных гомеогенных включений, которые, в противоположность микротинитам, имеют более основной по сравнению с вмещающей лавой состав и иную структуру. Б. И. Пийп также считает, что включения микротинитов образовались в результате кристаллизации вне материнского расплава из отжатой и богатой газами дифференцированной жидкости. По облику, структуре и условиям формирования они напоминают микротиниты в известково-щелочных плагиофировых лавах (Lacroix, 1901).

Итак, подавляющее большинство (77%) найденных в лавах Удинских вулканов ксенолитов представлено породами мезозойского и более древнего возраста.

Основная часть (не менее 75%) исследованных ксенолитов была найдена в андезитовых лавах.

Такие особенности ксенолитов, как присутствие в них по трещинкам, и особенно на контактах с вмещающими породами, чистого, относительно кислого стекла, наличие в последнем большого количества микролитов плагиоклаза, гиперстена и авгита

Состав ксенолитов в лавах Ключевских вулканов \*

Предполагаемый возраст	Состав	Вулканы					
		Большая и Малая Удины	Большая и Малая Зимины	Безымянный	Ключевской	Плоский	Шевелуч
Ptz — Pz(?)	Кристаллические сланцы	+	+	—?	—	—	+
Mz(Cr <sup>2</sup> )	Кремнистые сланцы, окремненные туфы, туфопесчаники . . . . .	+	+	—	—	—	+
Cr <sup>2</sup> — Pg(?)	Габброидные породы . .	+	+	+	—	+	+
Cr <sup>2</sup> — Pg(?)	Перидотитовые породы	+	—?	+	+	+	+
Tg	Туфопесчаники . . . . .	—	—	—	+	+	+

При составлении таблицы были использованы данные В. И. Влодавца (1940), А. А. Меняйлова (1955), Б. И. Пийпа (1956), а также А. Н. Сирина, Г. Е. Богоявленской и О. М. Альповой (устное сообщение).

свидетельствуют о частичной ассимиляции их в результате взаимодействия с вмещающим раплавом (Тернер и Ферхуген, 1961).

Данные о составе ксенолитов в лавах других вулканов Ключевского дола весьма немногочисленны и представлены в табл. 4.

Из таблицы видно, что ксенолиты пород палеозойского и более древнего возраста были встречены только в лавах вулканов Большая и Малая Удины, Большая и Малая Зимины, Безымянный (?) и Шевелуч. Это обстоятельство является косвенным признаком наличия таких пород на уровне очагов, питающих эти вулканы. Под вулканами Ключевским и Плоским, для которых характерны только третичные ксенолиты, древние образования залегают, по-видимому, ниже уровня питающих очагов. Отсутствие ксенолитов третичных пород в лавах южных вулканов Б. И. Пийп (1956) связывает с меньшей мощностью и, видимо, менее глубоким залеганием их под южной частью Ключевского дола.

## ТЕКТОНИКА

Сравнительно небольшое распространение молодых эффузивных пород на описываемом участке позволяет выявить его тектоническую структуру, которая в других местах Ключевского дола в значительной степени скрыта в результате четвертичной вулканической деятельности (рис. 4).

Юго-восточная часть Ключевского дола расположена вблизи стыка сводово-глыбовой структуры этого дола и горстового поднятия хребта Кумроч. Различие в тектонических режимах этих

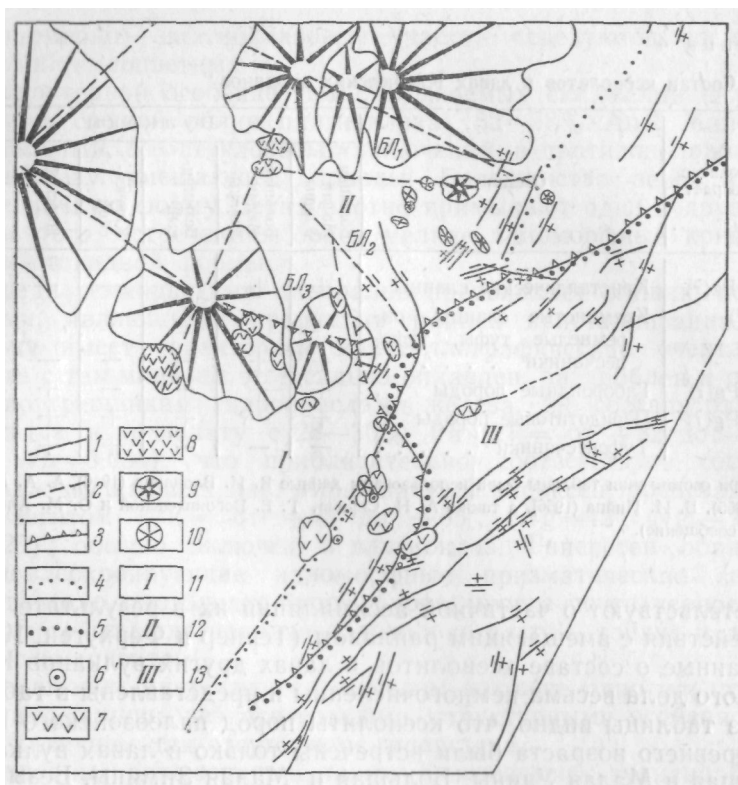


Рис. 4. Тектоническая схема юго-восточной окраины Ключевского дола

1 — разломы установленные; 2 — разломы предполагаемые (+, — обозначено соответственно приподнятое и опущенное крыло); 3 — граница основных структурно-тектонических элементов; 4 — предполагаемая граница переходной зоны, совпадающая с границей распространения мезоплагиофировых лав; 5 — предполагаемая западная граница распространения лав гигантоплагиофировой толщи; 6 — отдельные выходы гигантоплагиофировых лав; 7 — древние экструзивные куполы; 8 — молодые экструзивные куполы; 9 — стратовулканы; 10 — шлаковые конусы; 11 — Толбачинская депрессия; 12 — юго-восточная часть Ключевского дола; 13 — Хапичинский дол; БЛ<sub>1</sub> — блок вулканов Зиминых, БЛ<sub>2</sub> — блок Удинского дола, БЛ<sub>3</sub> — блок Удинских вулканов

структур в четвертичное время, заключавшееся в различных скоростях, амплитудах и знаках вертикальных движений, отразилось на структуре описываемого пограничного района и обусловило его тектоническое своеобразие, состоящее в том, что здесь на систему сбросовых нарушений северо-восточного направления была наложена система разломов северо-западного простирания, по мнению Б. И. Пийпа (1956), расходящихся веером от жесткого Хапичинского дола. С этими нарушениями связаны почти все проявления вулканической деятельности на юго-востоке Ключевского дола, в то время как на остальной территории в распре-

лении центров вулканической активности решающую роль играли разломы северо-восточного простирания.

В пределах описываемого района эти разломы широко распространены лишь в его восточной части и представляют сбросы, входящие в зону сбросовых нарушений, опоясывающих по периферии сооружения Ключевской вулканической группы (Пийп, 1956).

Проведенные автором полевые геологические изыскания, дешифрирование аэрофотоснимков позволили составить следующую картину тектонического строения описываемого района.

Удинские вулканы расположены в непосредственной близости от места стыка трех крупных тектонических структур: Ключевского дола, Толбачинской депрессии и Хапичинского дола.

Толбачинская депрессия<sup>2</sup>. В район исследования входит только северо-восточная часть этого структурного элемента, и излагаемые ниже сведения относятся только к ней. От расположенного к востоку приподнятого Хапичинского дола депрессия отделена крупным, хорошо выраженным в рельефе сбросом северо-восточного простирания, протягивающимся параллельно и несколько восточнее долины р. Левый Толбачик. Амплитуда сброса достигает 200 м и осложнена рядом небольших опережающих сбросов.

С севера депрессия, по-видимому, обрамлена разломом субширотного простирания, погребенным под постройками Удинских вулканов. Геологически нарушение не прослежено, но о его существовании свидетельствуют линейное расположение самих Удинских вулканов и резкая разница в гипсометрических условиях местности, лежащей от них к северу и югу. Разлом прослеживается также и по аэромагнитным данным (Г. С. Штейнберг, личное сообщение). В зоне разлома, на перевале между Удинскими вулканами, находится экструзия. К западу от них в створе этого же нарушения располагаются вулканы Плоский и Острый Толбачик, а к востоку, на Хапичинском долу, разлом не прослеживается, хотя там хорошо дешифрируется густая и сложная сеть мелких и крупных тектонических нарушений.

Относительно времени подвижек по сбросам, ограничивающим Толбачинскую депрессию, можно сказать следующее. Повсеместно в сбросовых обрывах северо-восточного и северо-западного (в южной его части) простирания выходят лавы гигантоплагиофировой толщи. Лавы эти, широко распространенные к востоку, на Хапичинском долу, в пределах Толбачинской депрессии, по-видимому, оказались опущенными и перекрытыми

<sup>1</sup> Помимо дешифрирования, проведенного автором, в работе широко использованы результаты дешифрирования, выполненного И. В. Мелекесцевым (1965).

<sup>2</sup> Впервые была выделена Э. Н. Эрлихом (Эрлих и др., 1964), приписывающим ей вулкано-тектоническое происхождение.

толщей молодых верхне- и позднечетвертичных отложений. О наличии гигантоплагиофировых лав в Толбачинской депрессии можно судить по двум выходам их вблизи расположенной здесь группы древних экструзивных образований. Возраст гигантоплагиофировой толщи, разорванной сбросом, как было показано выше, верхнечетвертичный доледниковый. По наличию в ряде мест разорванных сбросами моренных отложений I фазы верхнечетвертичного оледенения можно судить, что подвижки по разломам продолжались и позднее, во всяком случае еще в период между I и II фазами верхнечетвертичного оледенения. Таким образом, время активного развития двух рассматриваемых сбросов определяется как верхнечетвертичное (до начала II фазы оледенения). Если учесть, что северо-западным сбросом нарушена нижняя часть постройки вулкана Малая Удина, то следует полагать, что формирование последнего началось до наступления II фазы оледенения.

Время развития интенсивных движений по сбросу субширотного простирания, видимо, несколько иное. Амплитуда этого сброса хотя и несколько меньше, чем у ранее описанных нарушений, все же достаточно велика, и образование такого сброса после формирования Удинских вулканов не могло не отразиться на их внутренней структуре, достаточно хорошо вскрытой, особенно у Малой Удины. Тем не менее каких-либо признаков нарушения структуры вулканических построек, как во время формирования, так и после, мы не обнаружили. Остается лишь предполагать, что к моменту заложения Удинских вулканов (перерыв между I и II фазами оледенения) движения по субширотному простиранию полностью прекратились и впоследствии не возобновлялись. Наблюдаемая асимметрия конусов Большой и Малой Удины, по-видимому, связана с расположением их на сбросовом уступе.

В заключение остается добавить, что рассматриваемый участок Толбачинской депрессии характеризуется почти полным отсутствием видимых тектонических нарушений и значительным количеством, вероятно, одновозрастных доледниковых экструзивных куполов.

Хапичинский дол образует переходную зону, разделяющую юго-восточную часть Ключевского дола и Толбачинскую депрессию от хребта Кумроч. В структурно-тектоническом отношении он представляет лавовое плато, разбитое системой многочисленных нарушений на отдельные блоки. Господствуют сбросы северо-восточного простирания, причем опущенным, как правило, является северо-западное крыло. Сбросы северо-западной и особенно субширотной ориентации имеют существенно подчиненное значение.

Разломы повсеместно секут толщу гигантоплагиофировых лав. В некоторых случаях разорванными оказались и отложе-

ния первого моренного комплекса, что указывает на подвижки между I и II фазами верхнечетвертичного оледенения.

В целом Хапичинский дол состоит из системы узких полосовидных в плане блоков, ступенчато поднимающихся с северо-запада на юго-восток от Ключевского дола к хребту Кумроч. Формирование этой системы связано с воздыманием Кумроча, на что указывает параллельность относительно последнего как зоны Хапичинского дола в целом, так и фиксируемых в его пределах мелких нарушений. Совпадает и время относительно-го поднятия Кумроча и развития сбросовых нарушений на Хапичинском долу. По данным Б. И. Пийпа (1956), такое поднятие продолжалось еще в голоцене.

Юго-восточная часть Ключевского дола. Отличительной особенностью его является широкое развитие крупных разломов северо-западного простирания, унаследованных, по-видимому, от мезозойского или даже домезозойского тектонического плана.

Самым северным из этих нарушений является предполагаемый разлом, к которому приурочены линейно ориентированные сооружения вулканов.

С южной стороны постройки Зиминских вулканов обрамляются еще одним предполагаемым разломом широтной ориентации. О существовании этого нарушения, по-видимому (с учетом некоторых обстоятельств, о которых будет сказано ниже), являющегося сбросом с опущенным южным крылом, свидетельствует наличие всячих долин на южных склонах вулканов Большая и Малая Зимины. Возможно, что к зоне разлома приурочены последникова экструзия роговообманкового андезита на южном подножии вулкана Большая Зимины и три шлаковых конуса — на юго-восточном.

Несколько севернее Удинских вулканов протягивается разлом, по которому выработана долина р. Левый Толбачик. На значительном расстоянии этот разлом, также являющийся сбросом с опущенным северным крылом, выражен геологически. В ряде мест непосредственно прослеживается стык разновозрастных пород: особенно это хорошо видно в нескольких километрах к северу от вулкана Малая Удина, у места впадения в р. Левый Толбачик небольшой речки, стекающей с Удинского перевала. Сбросовое строение долины р. Левый Толбачик устанавливается в этом месте по различию в строении бортов долины. Левый борт низкий, сложен молодыми лавовыми потоками Толбачинского вулкана, а правый — высокий (до 40 м) — образован древними андезитами, вскрытыми на протяжении 200 м. В осыпях андезитов встречаются обломки с зеркалами скольжения.

К этой же серии следует отнести разлом, на котором располагаются вулканы Большая и Малая Удины; об этом разломе уже говорилось при описании Толбачинской депрессии.

Образуемая перечисленными разломами система не согласуется с высказанным Б. И. Пийпом (1956) предположением о существовании «веера нарушений», расходящихся от Хапичинского дола. Существование такого «веера» можно усматривать с известной натяжкой лишь в группе разломов, расходящихся под некоторым углом от места резкого поворота долины р. Левый Толбачик на юг у восточного подножия экструзивного купола Крайний. Начинающиеся от этого места разломы северо-западного простирания быстро затухают, не достигая Большой Зимины.

С востока описываемая часть Ключевского дола ограничена двумя сбросами. Из них северный имеет северо-северо-восточное простирание, южный — северо-восточное. Оба нарушения хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках.

Помимо последних, единственным крупным разломом северо-восточной ориентации на юго-востоке Ключевского дола является разлом, проходящий через вулканы Большая Удина и Большая Зимина. Предположение о существовании этого нарушения было высказано Б. И. Пийпом (1956), по мнению которого к зоне этого разлома приурочены экструзии дацитов на Большой Зиминной и, вероятно, Большой Удиной сопках. По нашим наблюдениям, к предполагаемой трассе этого нарушения явно тяготеют и три экструзии роговообманкового андезита на южных подножиях упомянутых выше вулканов. Характерно, что разлом этот располагается в западной части рассматриваемой территории, непосредственно примыкающей к центральному району Ключевского дола, где господствующими являются нарушения северо-северо-восточного простирания.

Как было показано выше, подвижки по разлому под Удинскими вулканами прекратились еще до первой фазы верхнечетвертичного оледенения. Это же относится, по-видимому, и к предполагаемому нарушению под вулканами Зиминской вулканической группы. О тектоническом режиме других сбросов северо-западного и субширотного простирания будет сказано ниже.

Перечисленные крупные северо-западные и северо-восточные разломы, пересекаясь, образуют три блока, вытянутых в северо-западном направлении и представляющих обособленные структурные элементы. С севера на юг — это блок вулканов Зиминных, блок Удинского дола, блок Удинских вулканов. Выявляющаяся блоковая структура юго-восточной части Ключевского дола подтверждает высказанное В. И. Влодавцем (1940) предположение о том, что фундамент Ключевских вулканов образован мозаикой глыбовых гор.

В течение верхнечетвертичного (?) времени блоки испытывали дифференцированные вертикальные подвижки различных знаков и амплитуд. В результате этих движений блоки Удинских

вулканов и вулканов Зиминых были приподняты по отношению к разделяющему их блоку Удинского дола. Последний представляет грабен, ограниченный описанными сбросами северо-западного или субширотного простирания. Об относительном поднятии блока вулканов Зиминых, кроме уже упоминавшихся висячих долин, свидетельствует также то, что на северном склоне вулкана Малая Зимины лавы мезоплагиифировой толщи выходят на более высоких отметках, чем на Удинском долу.

То же характерно и для блока Удинских вулканов, по современному краю которого в долине р. Левый Толбачик обнажаются древние лавы фундамента. На Удинском долу последние опущены ниже уреза реки.

Имеются данные, свидетельствующие об относительном опускании Удинского дола и в голоценовое время. Так, послеледниковый лавовый поток вулкана Плоский Толбачик в настоящее время на значительном протяжении опущен ниже современного базиса эрозии. Самое молодое образование Удинского дола — базальтовый поток, возраст которого, по-видимому, не превышает тысячи лет, благодаря продолжающемуся процессу опускания подвергается интенсивному заболачиванию и со временем, видимо, также будет опущен под урез речной системы.

О знаке происходящих движений можно судить по устойчивому блоку Хапичинского дола, сохранившему, по мнению Б. И. Пийпа (1956), в течение этих подвижек стабильное положение. Относительно Хапичинского дола блоки Удинских и Зиминских вулканов оказались приподнятыми, а Удинский дол — опущенным.

Можно высказать предположение, что поднятия под Удинскими и Зиминскими вулканами первоначально имели характер пологих сводов, причем от Удинского в настоящее время, по-видимому, сохранилось только северное крыло. На осевых частях таких сводов образовались растяжения, представлявшие ослабленные зоны и определявшие расположение всех крупных центров вулканической активности. Разломы, ограничивающие грабен Удинского дола, испытывали сжатия, благодаря чему приуроченные к ним проявления вулканической активности (одиночные экструзии и шлаковые конусы) были незначительны и кратковременны.

Нельзя не отметить, что широко распространенные на Хапичинском долу лавы гигантоплагиифировой толщи отсутствуют на территории Удинского дола. Западная граница распространения этих пород, по-видимому, совпадает с разломом, разделяющим блоки Хапичинского и Удинского долов. Это обстоятельство наводит на мысль, что во время (доледниковая половина верхнечетвертичного периода) формирования толщи гигантоплагиифировых лав территория Удинского дола была приподнята над Хапичинским. Амплитуда этого поднятия, при самой осторожной

оценке мощности гигантоплагиофировой толщи в этом месте, составляла не менее 50 м. Поднятие Удинского дола и помешало, по-видимому, распространению на его территорию жидких гигантоплагиофировых лав, центр излияния которых располагался скорее всего где-то в пределах Хапичинского дола или еще восточнее.

Этим же обстоятельством может быть объяснено и отсутствие в пределах Хапичинского дола разломов северо-западного и субширотного простирания. Видимые на Удинском и скрытые под толщей гигантоплагиофировых лав на Хапичинском долу, разломы эти, если судить по данным Э. Н. Эрлиха (1964), как будто вновь трассируются уже в структуре хребта Кумроч.

Эта особенность с учетом исключительно широкого развития на Хапичинском долу нарушений северо-восточной ориентации указывает, что последние по сравнению с разломами северо-западного простирания являются более молодыми. Весьма характерно и то, что в процессе воздымания Хапичинского дола существование в его пределах погребенных северо-западных и субширотных нарушений во вновь сформированном тектоническом рисунке северо-восточного плана почти не отразилось. Исходя из этого, можно предполагать, что существенных подвижек по северо-западным и субширотным нарушениям на Хапичинском долу во время воздымания последнего не было.

Этот же вывод, по всей вероятности, справедлив и для разломов северо-западного и субширотного простирания как в юго-восточной части Ключевского дола, так и в Толбачинской депрессии, которые по отношению к поднимавшемуся Хапичинскому долу выступали как единый блок. Доказательство этого мы видим в существовании промежуточной зоны на границе юго-восточной части Ключевского дола и Толбачинской депрессии, с одной стороны, и Хапичинского дола, с другой. Зона эта накладывается на все три перечисленных структурно-тектонических элемента. Она имеет северо-восточное простирание и по отношению к основной части Хапичинского дола выступает как несколько более низкий блок-ступень, что позволяет связывать ее образование с возникновением тектоники северо-восточного плана.

Однако разделяемые разломами различные части зоны — северная, расположенная в пределах юго-восточной части Ключевского дола, центральная — на Хапичинском долу и южная — в Толбачинской депрессии, имеют некоторые различия, отражающие основные тектонические особенности соответствующих крупных структурно-тектонических элементов. Так, центральная часть характеризуется широким развитием сбросов северо-восточной ориентации, наличием покрова гигантоплагиофировых лав и отсутствием вулканических проявлений с начала I фазы верхнечетвертичного оледенения. В северной части, наряду с широко развитыми нарушениями субмеридиональной ориентировки, просле-

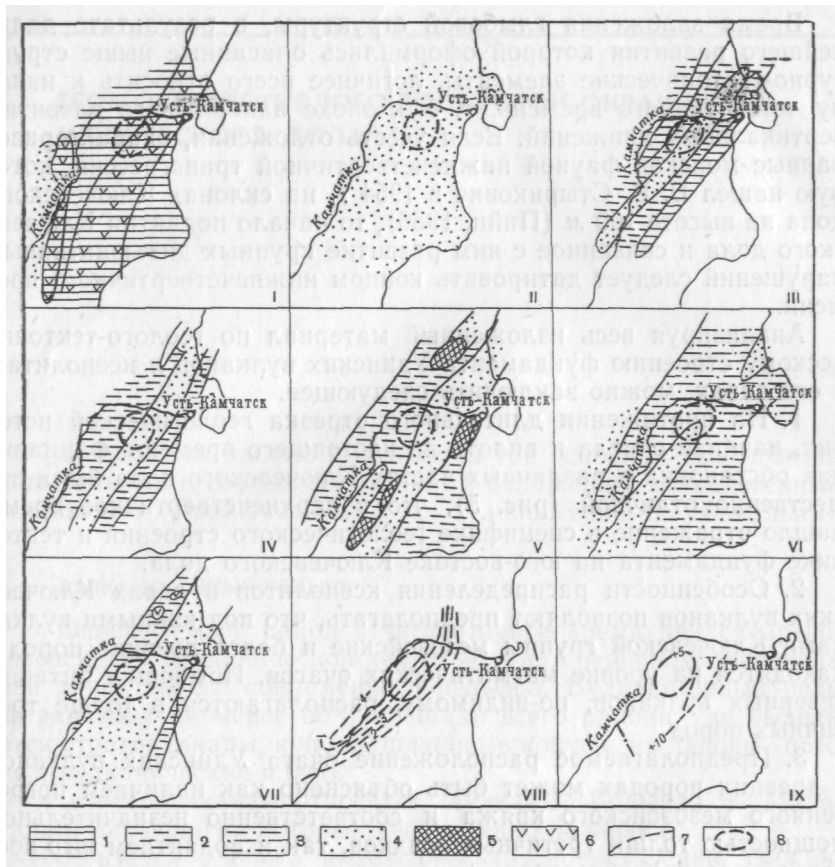


Рис.5. Палеогеографические схемы Восточной Камчатки

*I* — позднеценозойское время; *II* — эоцен; *III* — поздний олигоцен; *IV* — ранний миоцен; *V* — средний миоцен; *VI* — поздний миоцен; *VII* — плиоцен (по Власову и Кленову, 1961); *VIII* — деформация земной коры на Камчатке в неогеновое время; *IX* — то же, в четвертичное время (по Святловскому, 1964); 1 — глубокое море; 2 — мелкое море; 3 — чередование мелководных и континентальных условий; 4 — суша; 5 — площади с развитием угленосных фаций; 6 — вулканические зоны; 7 — изолинии вертикального перемещения (в тыс. м): плюсовые — поднятия, минусовые — опускания, нулевые — границы областей поднятия и опускания; 8 — границы Ключевского дола

живаются и разломы северо-западного простирания. Лав гигантоплагиофирового типа здесь нет, а вулканическая деятельность во второй половине верхнечетвертичного времени проявилась в образовании шлакового конуса Медвежий. И, наконец, южная часть, являющаяся по существу краевой приподнятой частью Толбачинской депрессии, характеризуется почти полным отсутствием видимой тектоники и наличием толщи гигантоплагиофировых лав.

Время заложения глыбовой структуры, в результате дальнейшего развития которой оформились описанные выше структурно-тектонические элементы, логичнее всего относить к началу четвертичного времени, т. е. к эпохе наибольшего развития вертикальных движений. Если учесть отложения, охарактеризованные морской фауной нижнечетвертичной трансгрессии, которую нашел Б. В. Стырикович в 1954 г. на склонах Ключевского дола на высоте 160 м (Пийп, 1956), то начало поднятия Ключевского дола и связанное с ним развитие крупных дизъюнктивных нарушений следует датировать концом нижнечетвертичного времени.

Анализируя весь изложенный материал по геолого-тектоническому строению фундамента Удинских вулканов и ксенолитам в его лавах, можно заключить следующее.

1. На протяжении длительного отрезка геологической истории, начиная с мела и вплоть до настоящего времени, фациальная обстановка в различных частях Ключевского дола была существенно отличной (рис. 5), что в верхнечетвертичное время нашло отражение в специфике геологического строения и тектонике фундамента на юго-востоке Ключевского дола.

2. Особенности распределения ксенолитов в лавах Ключевских вулканов позволяют предполагать, что под южными вулканами Ключевской группы мезозойские и более древние породы находятся на уровне магматических очагов. Источники питания северных вулканов, по-видимому, располагаются в толще третичных пород.

3. Предполагаемое расположение очага Удинских вулканов р. древних породах может быть объяснено как наличием погребенного мезозойского кряжа и соответственно незначительной мощностью толщи третичных осадков, так и поднятием юго-восточной части Ключевского дола, которое к моменту заложения Удинских вулканов уже имело место.

4. Петрографические особенности ксенолитов Удинских вулканов, большинство которых находится в лавах среднего состава, свидетельствуют о частичной ассимиляции их в результате взаимодействия с вмещающим расплавом.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ КЛЮЧЕВСКОГО ДОЛА

В пределах района выделяются три основных генетических типа рельефа и соответствующих им отложений: вулканогенный, ледниковый, пролювиальный и вулканогенно-пролювиальный.

### ВУЛКАНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Описываемый район в четвертичное время явился ареной интенсивной вулканической деятельности, в основном определившей характер его современного рельефа. Вулканогенный рельеф занимает не менее 50% площади всего района, где выделяются стратовулканы, купола, шлаковые конусы, их лавовые потоки и вулканические плато.

К стратовулканам относятся вулканы Большая и Малая Удина, морфология которых существенно различна.

Большая Удина имеет двухъярусное строение. Нижний ярус (от 1200 до 1700—1800 м) — это сильно расчлененный, шитоподобный массив со следами ледниковой обработки. Исключение составляет лишь юго-восточный сектор, где постройка нижнего яруса перекрыта молодыми, послеледниковыми лавами верхнего этажа. Склоны массива, сложенного породами нижнего вулканогенного комплекса, имеют крутизну 10—15°. Верхний ярус (1700—3000 м) имеет типичную конусовидную форму (рис. 6). Склоны его падают под углом 20—25°. Конус расчленен многочисленными, радиально расходящимися от вершины барранкосами, глубина которых в ряде случаев достигает нескольких десятков метров.

Верхний и нижний ярусы вулкана имеют самостоятельные системы барранкосов. Большинство барранкосов нижнего массива скрывается под постройкой верхнего яруса. Совпадают лишь отдельные глубокие врезы. Кроме смены системы барранкосов, граница между выделенными ярусами маркируется и отчетливым перегибом в рельефе.

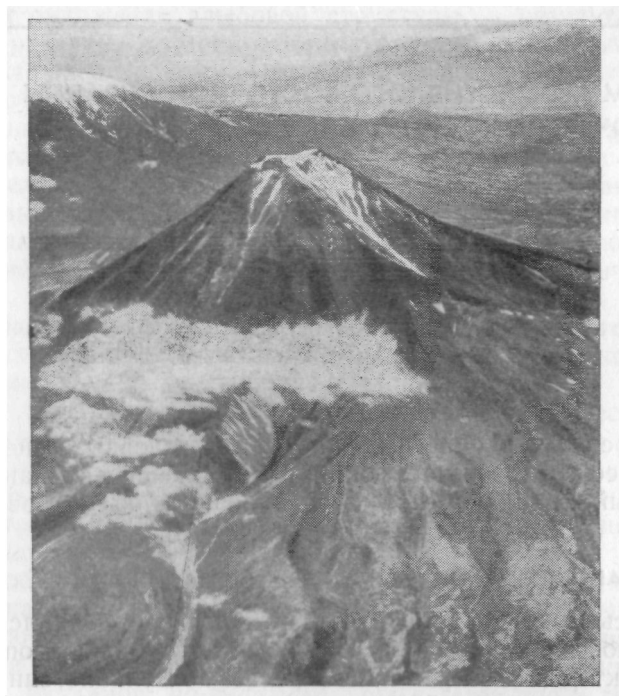


Рис. 6. Вулкан Большая Удина. Вид с юго-востока

В целом степень расчленения верхнего яруса, по сравнению с нижним, существенно меньше, и никаких следов ледниковой обработки он не имеет. Конус сложен толщами андезитов-базальтов, гиперстеновых и двупироксеновых андезитов и венчается вершинной экструзией роговообманково-гиперстеновых андезитов. На вершине вулкана имеется небольшой ледник (площадь около  $0,5 \text{ км}^2$ ), заполняющий его кратер и опускающийся по склонам конуса небольшими ледниковыми языками (до высоты 2700 м). На склонах Большой Удины, особенно в ее северо-западном и восточном секторах (в их верхних частях), имеются следы современной ледниковой обработки.

Малая Удина, в отличие от Большой, имеет одноярусное строение. Это правильный конус крутизной склонов от  $15$  до  $25^\circ$ , расчлененный многочисленными барранкосами (рис. 7). Несмотря на то, что, как будет показано ниже, вулкан сформировался до II фазы верхнечетвертичного оледенения, заметных следов ледниковой обработки на его склонах нет, отсутствуют также и морены этой фазы оледенения. Это обстоятельство может быть объяснено как отсутствием самостоятельного центра II фазы

оледенения на вулкане Малая Удина в связи с малой (1945 м) высотой его и большой крутизной склонов, так и интенсивной вулканической деятельностью его во время II фазы верхнечетвертичного оледенения.

Экструзивные купола развиты здесь довольно широко (их насчитывается более десяти). Часть этих образований (купола Большой и Малой Удины) приурочена непосредственно к постройкам центрального типа и возникла в завершающую фазу деятельности этих вулканов (голоцен). Они имеют очень свежие формы, без следов ледниковой обработки.

Другая группа куполов располагается к востоку и юго-востоку от Малой Удины в пределах Хапичинского дола и Толбачинской депрессии. Эти купола сильно эродированы и залесены.

В сбросовом обрыве, ограничивающем с запада Хапичинский дол, выступает одна из таких экструзий, окруженная гигантоплагиофировыми лавами, над поверхностью которых возвышается только самая верхняя часть экструзивного образования. Его куполовидная форма хорошо выражена и в погребенной части постройки. Полное отсутствие каких-либо следов механического воздействия экструзии на окружающие ее лавы гигантоплагиофировой толщи свидетельствует о том, что образование ее произошло до излияния гигантоплагиофировых лав, т. е. позднее первой половины верхнечетвертичного времени. Подобный же верхний возрастной предел предполагается и для

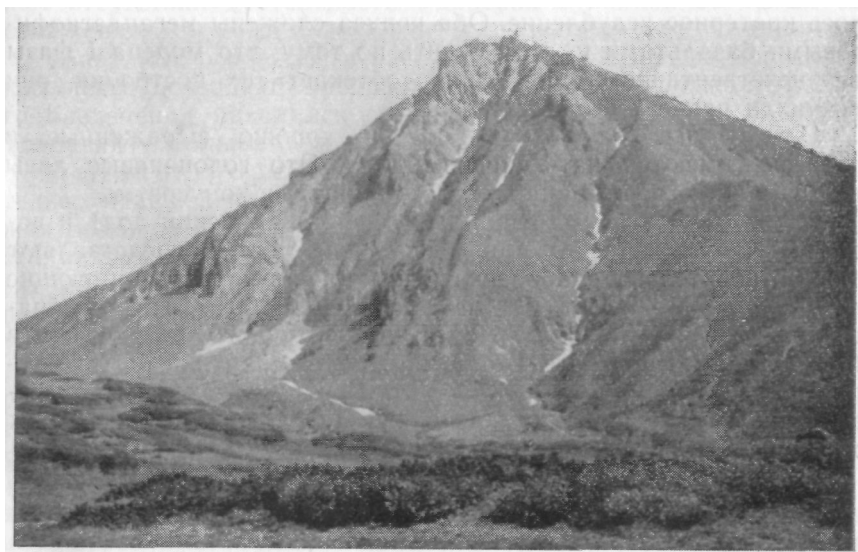


Рис. 7. Вулкан Малая Удина. Вид с юго-запада

остальных экструзивных образований этой группы, которые местами частично перекрыты мореной I фазы верхнечетвертичного оледенения.

Шлаковые конусы для описываемого района нехарактерны. Имеется всего две группы этих образований. Первая располагается на Удинском долу, к северо-востоку от Малой Удины, на расстоянии 8—13 км и состоит из 6—8 (?) конусов различной сохранности. Часть из них (4 конуса), сложенная оливиновыми базальтами, сохранила конусовидную форму. У самого крупного конуса имеется морфологически хорошо выраженный кратер. В результате деятельности конуса Медвежий образовался обширный (площадью около 20 км<sup>2</sup>), веерообразный в плане, андезито-базальтовый лавовый поток, перекрывший (?) морену I фазы оледенения. Возраст всех этих конусов предположительно устанавливается как межфазовый, ледниковый. Аналогичное мнение ранее было высказано А. Н. Сириным (1964).

Часть конусов этой же группы (2, может быть, 4 конуса) в результате, возможно, двукратной ледниковой обработки полностью утратила первоначальный облик. Кратеры на них отсутствуют, потоки частично разрушены. Сложены конусы плагиоклазовыми базальтами. Возраст их, по-видимому, верхнечетвертичный, доледниковый.

Вторая группа, состоящая из двух шлаковых конусов, находится в 8 км к юго-востоку от Малой Удины в пределах Толбачинской депрессии. На одном из них, более крупном, сохранилось кратерное углубление. Оба конуса сложены мегаплагиофировыми базальтами и, если судить по тому, что морена I фазы верхнечетвертичного оледенения «обтекает» их постройки, они возникли ранее этого оледенения.

Отдельные лавовые потоки, хорошо выраженные в рельефе, имеются на Удинском долу. Это голоценовые лавы вулкана Плоский Толбачик и его побочных конусов.

Лавовые плато. Участки к северу (Удинский дол) и востоку (Хапичинский дол) от Удинских вулканов представляют собой относительно слаборасчлененные лавовые плато, имеющие абсолютную высоту от 700—800 до 1100—1200 м. Плато образовано эффузивами нижеР-среднечетвертичного возраста и в большей части перекрыто толщей верхнечетвертичных гигантоплагиофировых лав, а местами и моренными отложениями I фазы верхнечетвертичного оледенения. Детальное описание этих образований было дано в предыдущей главе.

## ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ

В описываемом районе выделяется два комплекса моренных отложений.

Древний моренный комплекс ( $M_1$  на рис. 2) развит к югу, юго-востоку и востоку от Удинских вулканов на высотах от 300 до 1000—1100 м. Образуемый им холмисто-моренный рельеф состоит из четко выраженных холмистых гряд, имеющих в плане дугообразную форму. Вогнутая сторона дуги во всех случаях обращена к вулканическим постройкам. Гряды образованы холмами, перемежающимися с котловинами. Холмы, высота которых колеблется от 10 до 25 м, целиком сложены мореной серого, темно-серого и розоватого цвета. От 70 до 90% морены составляет несортированный, неокатанный, грубообломочный материал (щебень, валуны диаметром 0,1—0,3 м, реже — глыбы до 1,5—2 м), остальные 10—30% представлены песчано-пылевой фракцией, по окраске более светлой, чем обломочный материал. Среди обломков встречены базальты, андезитобазальты, реже — андезиты, типичные для лав, слагающих плато Удинского и Хапичинского долов, а также, возможно, вулкана Толбачик. Породы, характерные для Удинских вулканов, не были найдены среди отложений древнего моренного комплекса.

Характер донной морены (относящейся к древнему комплексу), вскрытой по долине р. Толуд, по данным И. И. Гущенко (1965), свидетельствует о незначительном, а возможно, и полном отсутствии деятельности Удинских вулканов во время ее отложения.

Указанные особенности распространения древнего моренного комплекса позволяют предполагать, что центр соответствующего оледенения находился где-то в районе вулканов Плоский Толбачик — Большая Удина.

Молодой моренный комплекс ( $M_2$ ) развит на значительно меньшей площади, главным образом у северного подножия Большой Удины, на высоте 900—1300 м. По всей вероятности, аккумулятивные ледниковые формы, существовавшие в других местах (в частности, вблизи вулкана Малая Удина), в результате интенсивной вулканической деятельности оказались уничтоженными.

Образуемый молодым моренным комплексом холмисто-моренный рельеф состоит из отдельных холмов, местами явно вытянутых в субширотном направлении. Высота холмов 10—12 м, углы их склонов 15—20°.

Неслоистая, несортированная морена, слагающая холмы, содержит 30—40% обломков (диаметром 0,1—0,3 м, редко — больше), пересыпанных песчано-пепловым материалом.

Состав обломков из молодой морены к северу и югу от Большой Удины приведен в табл. 5, из которой видно, что в

Таблица 5

**Состав обломков молодого моренного комплекса (M<sub>2</sub>)  
у подножия Большой Удины, %**

Комплекс	Порода	Место положение						
		Южный склон			Северный и северо-восточный склоны			
		обн. 26	обн. 21 низ	обн. 21 верх	обн. 607		обн. 615	обн. 616
Нижний (нижний ярус)	Гиперстеновые андезиты, андезито-дациты, пемзы . .	76	46	90	34	96	74	92
Верхний (верхний ярус)	Андезито-базальты и базальты	18	50	8	22	2	26	4
	Гиперстеновые андезиты . .	—	—	—	—	—	—	—
	Двупироксеновые андезиты	—	—	—	—	—	—	—
Породы, не относящиеся к определенному комплексу . . . .		6	4	2	44	2		4

Примечание. Из каждого обнажения отбиралось 50 образцов.

составе морены молодого комплекса резко (в среднем 72%) преобладают обломки кислых лав нижнего яруса Большой Удины. В значительно меньшем количестве (в среднем 17%), но во всех обнажениях, содержатся основные лавы из верхнего яруса этого вулкана. Весьма показательно практически полное отсутствие в составе рассматриваемой морены гиперстеновых и двупироксеновых андезитов, слагающих верхи II яруса вулкана.

У северного подножия Большой Удины, в долине р. Левый Толбачик, 13-метровая толща моренных отложений разделена 3-метровым прослоем пемз на две части. Аналогичное двухслойное строение наблюдалось и в морене на южном склоне того же вулкана. В верхних частях таких обнажений резко (90—96%) преобладают обломки лав из нижнего яруса вулкана; в нижних частях количество этих лав сильно (до 2—8%) сокращается, причем содержание обломков основных лав (андезито-базальты, базальты) остается примерно на прежнем уровне (в среднем 40% в нижней части и 36% в верхней).

Перечисленные факты могут быть интерпретированы следующим образом. К началу формирования молодого моренного комплекса на вулкане Большая Удина были излиты лавы нижнего яруса, а также (скорее всего частично) андезито-базальтовые и базальтовые лавы верхнего яруса. Возникшие ледники

первоначально разрушали основные породы, лежащие сверху или изливавшиеся в это время. Этому этапу оледенения соответствует нижняя часть морены, обогащенная обломками андезито-базальтов и базальтов. В дальнейшем, когда днища ледниковых долин достигли кровли нижнего комплекса, в составе морены (ее верхней части) преобладали обломки его лав. Выбросы пемз (залегающих в толще моренных отложений) происходили на Большой Удине во время последнего обледенения. Об интенсивной деятельности вулкана в этот период свидетельствуют и данные по изучению пепловых горизонтов на Ключевском долу (Гущенко, 1965). Излияния гиперстеновых и двупироксеновых андезитов, слагающих верхи второго яруса упомянутого вулкана, происходили уже в послеледниковое время.

Относительно приуроченности описанных моренных комплексов к определенным ледниковым периодам можно сказать следующее. Как известно, по вопросу о количестве и времени оледенений на Камчатке были высказаны противоречивые мнения.

Так, А. В. Щербаков (1938), В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1963) являются сторонниками двукратного оледенения на Камчатке. Первое полупокровное оледенение имело место в среднечетвертичное, второе — горно-долинное — в верхнечетвертичное время. С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский (1940), также в целом придерживаясь этой точки зрения, подчеркивали отсутствие межледниковых отложений с теплолюбивой флорой и фауной.

М. Ф. Двали (1955) полагал, что обе ледниковые эпохи являлись лишь фазами единого оледенения.

Рассматривавшиеся выше моренные комплексы на Ключевском долу Б. И. Пийп (1956) считает следами двух самостоятельных оледенений. В. Н. Олюнин (1965), учитывая отсутствие характерной для межледниковья перестройки гидросети, а также отложений с теплолюбивой флорой и фауной и хорошую сохранность обоих моренных комплексов, связывает их образование с максимальной и постмаксимальной фазами верхнечетвертичного оледенения, которые сопоставляет с I и II стадиями оледенения Висконсин в Северной Америке, имевшими место соответственно 65—40 и 25—10 тысяч лет назад.

И. В. Мелекесцев (1965) предложил иную схему корреляции моренных комплексов Ключевского дола с ледниковыми эпохами: комплекс молодых моренных отложений он сопоставляет с максимумом голоценового оледенения, имевшим место 1600—2000 тысяч лет назад, а комплекс древних морен — со II фазой верхнечетвертичного оледенения, происходившей 25—10 тысяч лет назад. Им же в долине р. Горно-Тополовая к востоку от вулкана Малая Зимина под толщей гигантоплагифировых лав была найдена погребенная морена, предположительно относимая к I (65—40 тысяч лет назад) фазе верхнечетвертичного

оледенения. В рельефе морена I фазы на Ключевском долу не выражена.

Согласно этим авторам, первое (более древнее) фиксируемое в рельефе оледенение (II фаза, по И. В. Мелекесцеву, I— по В. Н. Олюнину) было достаточно мощным. Радиус распространения ледников значительно превосходил радиус вулканических сооружений, служивших областями питания ледников, приближавшихся к типу «маяспина». Второе (молодое) фиксируемое в рельефе оледенение имело горно-долинный характер, и конечные морены ледников располагались в непосредственной близости от поднятия вулканических построек.

Несомненно, что разработка надежной стратиграфии ледниковых отложений и подтверждение правильности той или иной из упомянутых схем в значительной степени будет зависеть от данных определения абсолютного возраста. В настоящее время более приемлемой кажется схема В. Н. Олюнина, которой мы и будем придерживаться в данной работе. Выбор этот основан главным образом на следующем соображении. Приняв схему, предложенную И. В. Мелекесцевым (1965), и исходя из наблюдавшихся соотношений отдельных лавовых толщ Удинских вулканов с фиксируемыми в рельефе моренными комплексами, мы тем самым должны принять предположение о весьма интенсивной деятельности Удинских вулканов в течение последних 1,5—2 тысяч лет. В результате этой деятельности были сформированы, по крайней мере, толщи гиперстеновых и двупироксеновых андезитов на вулкане Большая Удина и экструзивные купола роговообманковых андезитов на подножиях обоих вулканов. Между тем, как это будет видно из дальнейшего изложения, какими-либо фактами, подтверждающими столь относительно недавнюю деятельность, мы не располагаем. Более того, весьма заметная эродированность вершины Большой Удины, ее наиболее молодых лавовых потоков скорее свидетельствует об обратном. Кроме того, редкие и маломощные прослои пеплов Большой и Малой Удины, найденные в комплексе верхнеголоценовых (последние 3300 лет) рыхлых отложений (Гущенко, 1965), свидетельствуют о том, что активность Удинских вулканов в этот период была крайне незначительной и, видимо, затухающей.

Следует отметить, что выделяемые комплексы моренных отложений вряд ли утратят значение маркирующих стратиграфических единиц, и каким бы ни оказался в дальнейшем их абсолютный возраст, предполагаемая нами относительная стратиграфия Удинских вулканов (построенная путем корреляции эффузивных толщ с упомянутыми моренными комплексами), по всей вероятности, останется без существенных изменений.

## **ПРОЛЮВИАЛЬНЫЙ**

### **И ВУЛКАНОГЕННО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ**

Это пологонаклонные, реже — горизонтальные равнины, развитые по периферии Удинских вулканов. Здесь выделяются пролювиальные отложения сухих рек и вулканогенно-пролювиальные отложения временных водотоков, возникновение которых (Мелекесцев и др., 1962) тесным образом связано с вулканической деятельностью.

Отложения сухих рек располагаются в барранкосах на склонах Удинских вулканов и представлены песчано-галечниковым материалом, сменяющимся в самых низовьях потоков разнозернистыми, слабослоистыми песками. Отдельные небольшие промоины на высоте 1300—1400 м на северных склонах и 1000—1200 м — на южных сливаются в долины, имеющие характерный V-образный профиль и достигающие глубины 30 м. По мере удаления от вулканических построек долины постепенно выполаживаются и исчезают в водных наносах, так называемых «песках», особенно широко развитых к югу от долины р. Левый Толбачик.

Вулканогенно-пролювиальные отложения (Мелекесцев и др., 1962) формируются во время вулканических извержений, вследствие чего интенсивное таяние льда и снега на склонах вулканов вызывает образование мощных, перегруженных обломочным материалом водных потоков, возможно переходящих в лахары.

В большинстве случаев вулканогенно-пролювиальные отложения представлены неслоистым, глыбовым, щебнисто-супесчаным материалом мощностью до 5—10 м. Они слагают волнистую, слабонаклонную (до 5°) равнину с кое-где сохранившимися невысокими (2—3 м) валами и такой же глубины промоинами. На Удинском долу отложения вулканогенно-пролювиальных равнин размываются и частично переотлагаются, в то время как к югу от Удинских вулканов они закреплены растительностью.

В заключение можно сделать некоторые выводы, касающиеся главным образом возраста рассматриваемых образований.

1. Вулкан Малая Удина имеет одноярусное, а вулкан Большая Удина — двухъярусное строение, четко проявляющееся в особенностях его морфологии. Нижний ярус представлен шитоподобным массивом, на который насажена конусовидная постройка верхнего яруса. Между образованием ярусов имел место длительный перерыв.

2. Формирование нижнего яруса Большой Удины закончилось до начала II фазы верхнечетвертичного оледенения.

3. Излияние андезито-базальтовых и базальтовых лав, слагающих основание верхнего конуса Большой Удины и постройку Малой Удины, началось в конце межфазового перерыва в верхне-

четвертичном оледенении, продолжалось и, по-видимому, закончилось во время его второй фазы.

4. Последним проявлением вулканической деятельности Большой Удины в течение II фазы оледенения являются выбросы пемз.

5. Деятельность Удинских вулканов прекратилась несколько тысяч лет назад, возможно, в верхнем голоцене. Максимальная продолжительность активного периода Удинских вулканов ориентировочно исчисляется в 15—17 тысяч лет.

6. В исследованном районе выделяются две генерации экстрезивных образований: I — голоценового возраста и II, возникшая до начала верхнечетвертичного оледенения.

7. Шлаковые конусы района по времени образования делятся на межфазовые и доледниковые.

---

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УДИНСКИХ ВУЛКАНОВ**

### **ВУЛКАН БОЛЬШАЯ УДИНА**

Как уже было отмечено, этот вулкан имеет двухъярусное строение. Породы, слагающие нижний ярус, объединены в нижний вулканический комплекс, а более разнообразные по составу лавы, образующие конусовидную постройку второго яруса,— в верхний вулканический комплекс. Схема геологического строения Удинских вулканов приведена на рис. 8.

### **Нижний вулканический комплекс**

Породы этого комплекса резко выделяются в структуре вулкана своей светлой, по сравнению со всеми вышележащими лавами, окраской. По составу — это гиперстеновые андезиты, гиперстено-роговообманковые андезиты-дациты и роговообманковые дациты. Несмотря на сравнительно широкое распространение этих пород на Большой Удине, коренные обнажения их встречаются сравнительно редко. Это, по-видимому, и явилось причиной того, что Б. И. Пийп (1956) вообще отрицал существование на вулкане нижнего вулканического комплекса (в нашем понимании) и считал, что широко распространенные в нижней части вулканической постройки светлые и относительно кислые лавы являются всего лишь осыпями образований, залегающих в верхней части вулкана.

Действительно, в гамме пород, слагающей нижний вулканический комплекс, встречаются разности, по составу весьма близкие к лавам верхнего структурного яруса. Однако детальное сопоставление материала осыпей с этими лавами показало, что несмотря на некоторое внешнее сходство, породы эти имеют существенные различия как по составу, так и по степени сохранности. Встречающиеся в осыпях обломки верхних лав имеют явно подчиненное значение и четко отличаются от основного материала осыпей.

В ряде мест на склонах вулкана было встречено несколько коренных обнажений пород нижнего комплекса. Так, на северном, северо-восточном, юго-западном и южном склонах описываемой постройки, на высотах 1200—1500 м, в бортах глубоких барранкосов видны остатки полуразрушенных потоков андезитов и андезито-дацитов характерного макроскопического облика. Это — серые, светло-серые, часто мелкокомковатые породы с обильными выделениями плагиоклаза размером 1,5—3 мм. Мощности отдельных потоков установить трудно, так как они повсеместно переходят в крупнообломочную осыпь, вскрывающуюся вплоть до устьевой части барранкосов.

Подобными же породами сложено большинство отрогов Большой Удины, начиная с высоты 1200—1300 м и ниже, вплоть до их окончателного выполаживания, а также все моренные холмы, расположенные по периферии вулкана.

На южном склоне Большой Удины, во втором к востоку от купола Южного барранкосе, на обоих бортах его видна мощная (до 50 м) толща светло-серых, местами розовых роговообманковых дацитов. Они имеют хорошо выраженную плитчатую отдельность, сильно трещиноваты, выветрелы и содержат многочисленные гомеогенные включения. По составу — это самая кислая порода на Удинских вулканах. Толща по всей мощности имеет монолитное сложение и, вероятнее всего, является частью какой-то древней экструзии.

В 1,5 км к югу от описанного обнажения по правому борту Сухой речки выходит лавовый поток мощностью 2,5—3 м, сложенный гиперстен-роговообманковыми андезито-дацитами. О характере его взаимоотношений с толщей дацитов сказать трудно, однако по таким косвенным данным, как сравнительно низкий гипсометрический уровень обнажения и отсутствие подобных пород в осыпи этого барранкоса, можно предполагать, что рассматриваемые породы являются самыми древними образованиями нижнего комплекса в этом секторе вулканической постройки.

Что касается экструзии (?), то она, по-видимому, наоборот, является одним из самых молодых образований нижнего комплекса, о чем свидетельствует, во-первых, ее хорошая сохранность, а во-вторых, хорошее соответствие состава слагающих ее пород самым последним членам дифференционного ряда, устанавливаемого для нижнего вулканического комплекса.

Судя по имеющимся данным, намечается следующая последовательность изменения состава лав в нижнем комплексе Большой Удины: гиперстеновые андезиты, гиперстен-роговообманковые андезито-дациты, роговообманковые дациты.

Максимальная высота, на которой вскрываются породы нижнего вулканического комплекса, на южном склоне приблизительно равна 1500 м, на северо-восточном и восточном — 1600—1650 м, на северном — 1500—1550 м, на западном — 1300—

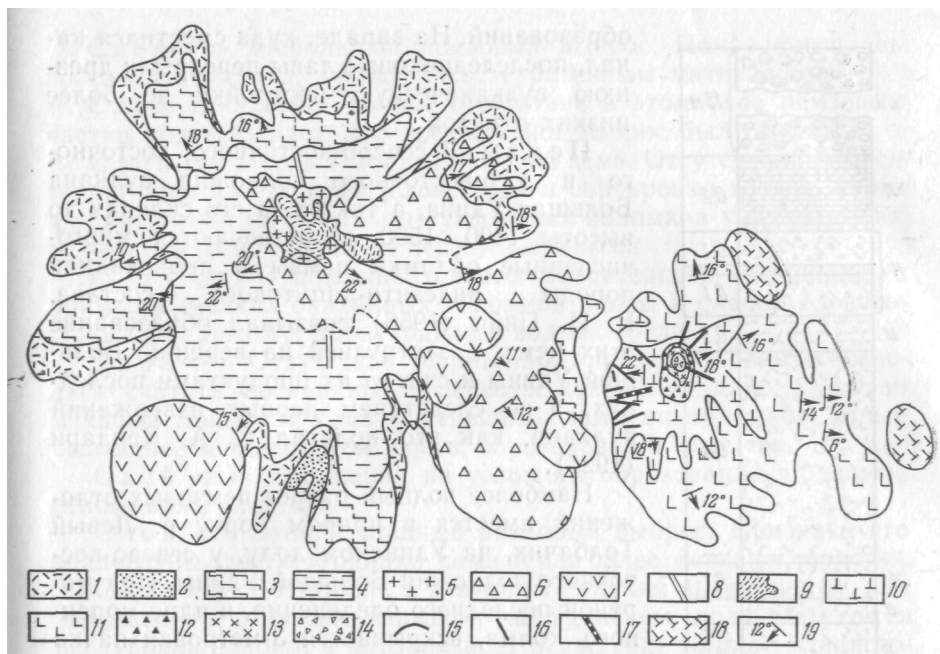
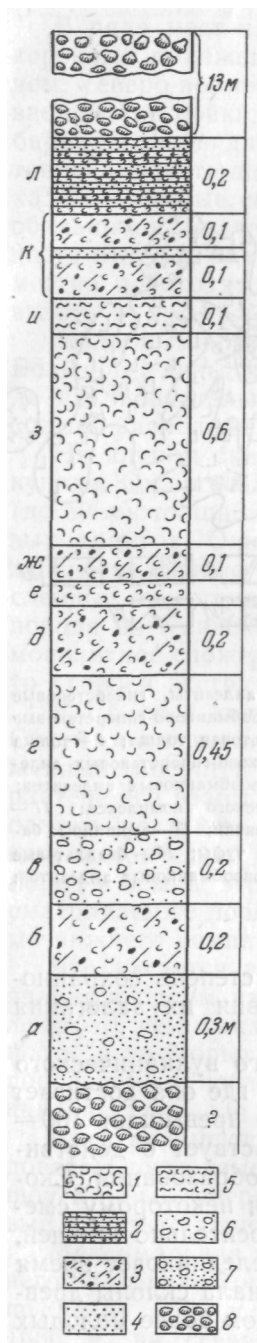


Рис. 8. Схема геологического строения Удинских вулканов

1 — гиперстеновые андезиты, роговообманково-гиперстеновые андезиты, гиперстеновые андезито-дациты нижнего вулканического комплекса; 2 — роговообманково-гиперстеновые дациты нижнего вулканического комплекса; 3 — андезито-базальтовая толща; 4 — толща гиперстеновых андезитов; 5 — вершинная экструзия роговообманково-гиперстеновых андезитов; 6 — толща двупироксеновых андезитов; 7 — куполы роговообманковых андезитов; 8 — дайки; 9 — ледники; 10 — базальты лавово-пирокластического комплекса; 11 — базальты верхнего эффузивного комплекса; 12 — серые туфобрекчии; 13 — вершинные базальтовые эффузивы; 14 — красные туфобрекчии; 15 — красные туфы; 16 — базальтовые дайки; 17 — дайка роговообманкового андезита; 18 — куполы роговообманковых андезитов; 19 — элементы залегания

1350 м. Характерно, что на западном склоне степень сохранности этих лав наихудшая, и определить условия их залегания практически не представляется возможным.

Таким образом, видимая мощность нижнего вулканического комплекса постепенно уменьшается с востока, где она достигает максимума 300—400 м, на запад, где она не превышает 100—150 м. Это обстоятельство вряд ли свидетельствует о действительных различиях в мощности описываемых образований. Скорее всего, оно является кажущимся благодаря некоторому смещению верхней вулканической постройки относительно нижней, вызванному миграцией канала вулкана в последледниковое время к западу. В результате излияний из нового канала склоны древнего сооружения были покрыты мощным плащом более молодых



образований. На западе, куда сместился канал, послеледниковые лавы перекрыли древнюю вулканическую постройку до более низких отметок.

Пемзы. У северо-восточного, восточного и юго-восточного подножия вулкана Большая Удина, а также на его склонах до высоты 1400—1500 м, встречаются многочисленные обломки пемзы и пемзовидной породы андезито-дацитового состава. Б. И. Пийп (1956) связывал образование этих пемз с экструзией на вершине Большой Удины и считал их продуктами последних, а не следствием первых извержений вулкана, как это полагал С. А. Кондари (1925).

Наиболее полный разрез пемзовых отложений имеется в правом борту р. Левый Толбачик, на Удинском долу, у северо-восточного подножия Большой Удины. Под мореной последнего оледенения, в ядре моренного холма, вскрывается 3-метровая пачка пемзовых образований, в которой прослой чистой пемзы чередуются с прослоями пемзы, загрязненной терригенным материалом, и прослоями, целиком состоящими из терригенного материала.

Этот разрез, изображенный на рис. 9, представляет единственное известное нам коренное обнажение пемз и может быть интерпретирован следующим образом:

Слой «а». Темно-серый рыхлый песок, однородный по составу и размеру обломков. Слабая окатанность песчинок, отсутствие слоистости и сортировки материала, скорее всего, свидетельствуют об отложении этого песка тальными водами ледника.

Рис. 9. Разрез обнажения пемз у северного подножия вулкана Большая Удина

1 — чистые пемзы; 2 — чередование тонких прослоев чистой пемзы с прослоями вулканического песка, пемз, смешанных с терригенным материалом, и глинистых прослоев; 3 — пемза, перемешанная с терригенным материалом (переотложенная); 4 — непереотложенный (вулканический) песок базальтового состава; 5 — глинистый материал с примесью пепла; 6 — грубообломочный конгломерат; 7 — тонкообломочный материал (терригенный); 8 — морена

Слой «б». Небольшой пемзовый выброс. Пемза сносилась по склону вулкана, загрязняясь терригенным материалом.

Слой «в». Почти полное отсутствие в этом слое пемзовых частиц подтверждает, что предыдущий выброс был слабым.

Слой «г». Первый мощный выброс пемз. Отсутствие примеси терригенного материала, слоистости и сортировки в слое, наличие крупных (до 10—15 см) угловатых обломков указывают на то, что пемзы не являются переотложенными.

Слой «д». Отложение тонкого терригенного материала, с примесью мелких окатанных обломков пемзы и слабой слоистостью, по-видимому, происходило в водной среде.

Слой «е». Отсутствие терригенной примеси в пемзе позволяет считать последнюю непереотложенной. Однако, судя по меньшей мощности слоя и меньшим размерам обломков, взрыв был менее мощным, чем взрыв, образовавший слой «г».

Слой «ж». Отложения по условиям образования, подобные отложениям слоя «д».

Слой «з». Второй мощный пемзовый выброс. Признаки его аналогичны слою «г», однако сама пемза более легкая и пористая.

Слой «и». Возможно, в результате таяния льда (снега), вызванного предыдущим взрывом, на Удинском долу образуется неглубокий водоем, в котором идет осаждение тонкого глинистого материала, смешанного с пеплом и тонкоперемолотой пемзой.

Слой «к». Продолжение сноса пемзового материала со склонов вулканической постройки. Пемзы с примесью терригенного материала, среди которого преобладают обломки темно-серого базальта. В середине пемзового слоя имеется прослой чистого базальтового вулканического песка. Не исключено, что появление последнего связано с деятельностью Малой Удины или Толбачика.

Слой «л». В условиях водной среды (возможно, в мелком озере) идет накопление глинистого и терригенного материала, чередующегося с прослоями сравнительно чистой пемзы.

Второе обнажение пемз было встречено на юго-восточном склоне Большой Удины по левому борту Сухой речки, стекающей к западу от купола Юго-Восточного. Здесь, в высокоом (16 м) обрыве реки под 2-метровой пачкой почвенно-пепловых горизонтов обнажается морена, по составу очень похожая на морену, перекрывающую пемзы на северном склоне вулкана.

Пемзы залегают в толще моренных отложений в виде линзы мощностью 1,5—2 м и длиной 2,5—3 м. По обеим сторонам линзы на том же уровне среди осыпи также встречаются обломки пемзы. Линза состоит из отдельных обломков пемзы размером 3—4 см и более, сцементированных белым пемзовым песком. Состав пемзы андезито-дацитовый, в целом аналогичный пемзе, встреченной на северном склоне вулкана, особенно в верхнем слое.

Отсутствие в пемзах примеси терригенного материала, слоистости, сортировки позволяет предполагать, что эти пемзы являются коренными.

На склонах вулканической постройки (рис. 10) высыпки пемз приурочены в основном к границе нижнего вулканического комплекса и вышележащих отложений верхнего вулканического комплекса. Эрозионные процессы, расчлняя массив вулкана, вскрывают все более глубокие части погребенного пемзового горизонта. Сносимый вниз пемзовый материал откладывается у подножия вулкана среди молодого рельефа, что создает ошибочное представление о сравнительно недавнем образовании пемз.

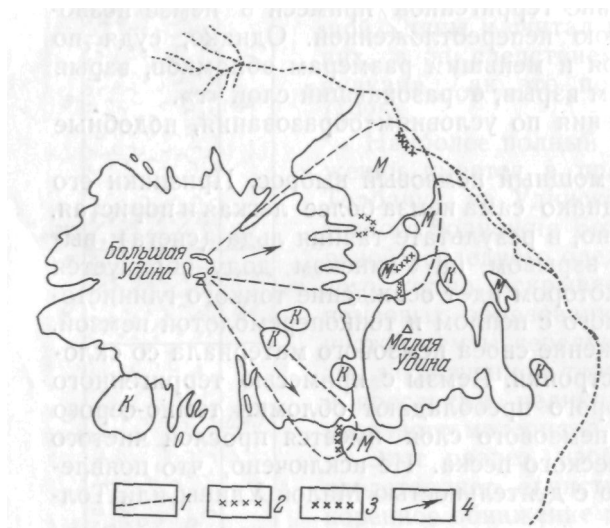


Рис. 10. Схема распространения пемз на вулкане Большая Удина  
1 — границы распространения пемзовых высыпок; 2 — интенсивные пемзовые высыпки; 3 — коренные обнажения пемз; 4 — предполагаемые направления пемзовых выбросов. К — куполы, М — морена

Приведенные факты позволяют предположительно относить время образования пемз к интервалу между I и II фазами верхнечетвертичного оледенения.

Достаточно определенное положение пемзового прослоя в структуре постройки на границе нижнего и верхнего вулканического комплексов и соответствующий возраст их позволяют считать, что пемзы образовались в результате деятельности вулкана Большая Удина, в период, предшествующий формированию его верхнего яруса.

Вместе с тем длительность эксплозивного периода, в результате которого был сформирован пемзовый горизонт, по-видимому, была невелика, поскольку заметных следов эволюции химизма пемз нет, и по составу эти пемзы теждественны наиболее молодым лавам нижнего эффузивного комплекса Большой Удины.

Этот эксплозионный период, по всей вероятности, состоял из серии взрывов; некоторые из них, судя по радиусу зоны разброса

пемзового материала, были достаточно сильными. Характерно, что зона разброса в плане имеет контуры сектора, ориентированного на восток-северо-восток. Не исключено, что некоторые взрывы были направленными действиями, хотя специфических отложений типа *puee's ardentis* на подножиях Большой Удины не сохранилось.

Признаков спекания обломков пемз нет. Суммарный объем выброшенных пемз ориентировочно оценивается в  $0,05 \text{ км}^3$ , причем на долю наиболее сильного взрыва (слой «Г») приходится около  $0,02 \text{ км}^3$ .

### **Верхний вулканический комплекс**

К верхнему вулканическому комплексу Большой Удины относятся:

1. Андезито-базальтовая толща.
2. Толща гиперстеновых андезитов.
3. Толща дупироксеновых андезитов.
4. Вершинная экструзия роговообманково-гиперстеновых андезитов.

#### **АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ ТОЛЩА**

Эта толща разделяется на две подтолщи: нижнюю пирокластическую, сложенную туфобрекчиями андезито-базальтового состава, и верхнюю, преимущественно эффузивную, представленную напластованием лавовых потоков андезито-базальтового и базальтового составов.

Нижняя подтолща. Отдельные небольшие по площади выходы ее имеются на южном, юго-западном и северо-западном склонах вулкана, на высотах 1300—1400 м, в центральных частях глубоких барранкосов. Наиболее полный разрез пирокластики можно видеть в барранкосе, расположенном к западу от купола Шероховатого. Здесь, под пачкой маломощных потоков верхней эффузивной подтолщи, выходят темно-серые плохо сцементированные туфобрекчии, содержащие обломки массивного, реже — слабопористого андезито-базальта ( $\text{SiO}_2 = 52\text{—}54\%$ ), и куски вулканических бомб. Краевые части обломков и бомб слабо сглажены. Средний размер обломков 5—10 см. В описываемых отложениях встречаются линзы и прослой (мощностью до нескольких сантиметров) желтых и желтовато-бурых, плотно сцементированных туфов. В туфобрекчиях видна слабая слоистость, падающая на юг под углом 25—28°. Видимая мощность нижней подтолщи около 40 м.

Характер отложений описываемой подтолщи на других склонах вулкана не имеет существенных отличий. Следует только отметить локальное распространение выходов андезито-базаль-

товых туфобрекчий и в ряде мест низкое гипсометрическое положение их сравнительно с более древними образованиями нижнего вулканического комплекса. На выступающих участках склонов туфобрекчий практически не сохранились.

Верхняя подтолща распространена более широко, и выходы ее имеются во всех секторах вулкана.

Непосредственный контакт нижней и верхней подтолщ виден в обнажении на южном склоне около купола Шероховатого. Здесь снизу вверх вскрываются: темно-серая андезито-базальтовая туфобрекчия нижней подтолщи; лавовый поток андезито-базальта (мощность 2 м); слой несцементированного агломерата с угловатыми обломками. В верхней части слоя обломочный материал сильно обожжен и частично спекся, возможно, под действием вышележащего лавового потока (мощность 1 м); пачка лавовых потоков (всего около 40 потоков мощностью 1—2 м каждый, а суммарная — около 60 м) андезито-базальтового ( $\text{SiO}_2 = 53\text{—}54\%$ ) состава, переслаивающихся маломощными (0,3—0,5 м) прослоями агломерата аналогичного состава. Лавы темно-серые, местами почти черные; поверхность их волнистая; угол падения 18—22°.

Весьма сходный разрез имеется в юго-западном секторе вулкана. В других местах эрозия вскрыла только самые верхи эффузивной подтолщи. Однако строение последней и состав слагающего ее материала там заметно иные. Мощность лавовых потоков уменьшается (до 0,7—2,5 м), а агломератовых прослоев увеличивается. Лавы становятся более пористыми, а состав более основным ( $\text{SiO}_2 = 51\%$ ).

Верхами описываемой подтолщи следует, по-видимому, считать пачку лавовых потоков, обнажающуюся на западном склоне Большой Удины на высоте 1400 м на дне барранкоса. Потоки маломощные (0,5—1 м) и сложены темно-серыми, почти черными, пористыми лавами базальтового ( $\text{SiO}_2 = 51\%$ ) состава. Поверхность потоков волнистая, а прослои пирокластики редки и маломощны.

Общая мощность всей андезито-базальтовой толщи оценивается нами приблизительно в 100—120 м.

#### ТОЛЩА ГИПЕРСТЕНОВЫХ АНДЕЗИТОВ

Эта толща развита во всех секторах вулкана. На юго-западном и западном склонах андезиты вскрываются с высоты 1300—1400 м и выходят непрерывно, вплоть до отметки 2000 м и выше. На северном склоне их можно видеть на уровне 1500—2000 м. В разрезах на восточном и юго-восточном секторах вулкана гиперстеновые андезиты на поверхность не выходят, так как перекрыты более молодыми двупироксеновыми андезитами. При-

существование их устанавливается по многочисленным обломкам соответствующего состава в осыпях восточных и юго-восточных барранкосов.

Приводим описание разреза толщи.

Поток мощностью 1,5 м, сложенный темно-серым слабопористым базальтом; слой туфобрекчии мощностью в среднем 3—5 м, местами почти полностью выклинивается. Обломочный материал угловатый, цемент его песчано-пепловый, рыхлый. Состав пирокластиков сильно колеблется, в нижней части слоя он соответствует базальтам, в верхней — гиперстеновым андезитам; поток серых гиперстеновых андезитов, мощность около 3,5 м. В основании потока наблюдается тонкоплитчатая отдельность. Туфобрекчия, залегающая непосредственно под потоком, имеет красный цвет; пачка потоков гиперстеновых андезитов разной мощности с прослоями агломератов аналогичного состава. Нижние потоки андезитов сравнительно маломощные (2—3 м, реже — до 4 м), чередуются с тонкими прослоями красноцветных агломератов. Верхние, обнажающиеся на высотах 1700—1800 м, разделены мощными (до 4 м) прослоями серых туфобрекчии. Величина обломков в последних достигает 0,8—1 м в диаметре, форма их угловатая. Краевые части у некоторых глыб разложились в рыхлую глиноподобную массу. Встречены участки сильно измененных пород. Верхи прослоев пирокластиков имеют красную или оранжевую окраску. Потоки отличаются значительной (10—12 м) мощностью и хорошо выделяются на склонах вулкана, образуя ступенчато расположенные обрывы. Поверхность у потоков глыбовая, отдельность плитчатая либо типа поленницы. Местами толща гиперстеновых андезитов залегает непосредственно на породах нижнего вулканогенного комплекса.

#### ТОЛЩА ДВУПИРОКСЕНОВЫХ АНДЕЗИТОВ

Эта толща наиболее распространена на восточном склоне вулкана, в прочих же секторах она сохранилась только в верхней части постройки на высоте 2000 м и более, преимущественно на радиальных гребнях, что обусловлено характером эрозионного расчленения.

Основная масса двупироксеновых андезитов излилась на северо-восточный, восточный, юго-восточный склоны, где они повсеместно залегают на гиперстеновых андезитах. Характер взаимоотношений этих толщ виден на западном склоне вулкана на высоте 2400 м, где двупироксеновые андезиты ложатся уже на сильно эродированную поверхность гиперстеновых андезитов.

Толща здесь представлена 8 видимыми лавовыми потоками с прослоями и линзами красноцветных агломератов. Средняя мощность потоков около 4 м, максимальная — 8 м. Лавы падают

под углом 10—12°, ближе к вершине этот угол возрастает до 10—20°.

По структуре и цвету лав среди потоков выделяются две разновидности. Первая характеризуется крупнокубической и толстоплитчатой отдельностью, во внутренних (более 1 м от кровли) частях потоков сменяющейся средне- и тонкоплитчатой. Лавы этих потоков представлены серыми, тонкозернистыми андезитами, а в их кровле и подошве имеются шлаковые корки мощностью 40—50 см. Вторая разновидность отличается крупноплитчатой отдельностью, развитой по всей толще потоков, розовато-серым цветом лав и наличием в них характерных волнистых полос течения.

Суммарная видимая мощность толщи двупироксеновых андезитов составляет около 50 м, из которых на долю пирокластики приходится незначительная часть.

Вершинная экструзия роговообманковых андезитов в настоящее время сильно разрушена, и остатки ее сохранились в виде серии отдельных скал за вершиной Большой Удины. Часть лав, выжатых на поверхность при образовании купола, излилась на склоны вулкана в виде мощных (до 30 м) лавовых потоков, подобно тому, как это наблюдалось у вулкана Мерапи (Ван-Бемеллен, 1957). Фронтальные части потоков в настоящее время срезаны эрозией до высоких отвесных уступов. В одном из таких уступов на северном склоне вулкана видно, что поток, сложенный андезитом, залегает на сильноокисленных, частично спекшихся красноцветных туфобрекчиях (мощность 3—4 м). Среди обломков туфобрекчий присутствуют андезито-базальты и гиперстеновые андезиты.

Поток перекрыт толщей двупироксеновых андезитов, представленной здесь напластованием тонких лавовых потоков, чередующихся с прослоями агломерата аналогичного состава.

Лавовый поток гиперстенового андезита и подобные ему, имеющиеся на других склонах постройки, рассматривались Б. И. Пийпом (1956) как межпластовые инъекции, образовавшиеся одновременно с выжиманием внешних куполов. Однако этой точке зрения противоречат следующие факторы: отсутствие каких-либо следов механического воздействия на контактах предполагаемых межпластовых инъекций с вмещающими породами; интенсивное окисление пород, подстилающих межпластовые инъекции, и полное его отсутствие в породах, перекрывающих их; непосредственная связь потоков гиперстеновых андезитов с вершинной экструзией, прослеживаемая, в частности, на западном склоне вершины Большой Удины; незначительный объем вершинной части вулкана, перекрывающей межпластовые инъекции, которая вряд ли могла служить достаточно существенным препятствием для подъема вязких лав по существовавшему каналу.

Следует отметить, что упомянутое предположение Б. И. Пийпа (1956) о существовании межпластовых инъекций на Большой Удине было сделано по аналогии с подобными образованиями на вулкане Большая Зими́на. Однако и для последних был предложен иной механизм формирования (Рудич, Тимербаева, 1965).

Что касается данных, которые в какой-то мере могут свидетельствовать в пользу точки зрения Б. И. Пийпа, то их, на наш взгляд, немного, а именно:

наличие в межпластовых инъекциях отдельности типа поленицы;

обилие гомеогенных включений;

наличие в инъецированных лавах такситовых структур и катаклаза, обусловленного движением уже частично застывших участков лавы.

Даже в совокупности все эти факты не являются существенными для доказательства упомянутого предположения, поскольку подобные признаки неоднократно наблюдались и в обычных лавовых потоках среднего и кислого состава, имеющих достаточную мощность.

Породы, слагающие скалы на вершине вулкана, и межпластовые инъекции на склонах его весьма близки как по химическому ( $\text{SiO}_2 = 58\text{—}59\%$ ), так и по минералогическому составу; незначительные различия наблюдаются лишь во внешнем облике. Несколько повышенное содержание роговой обманки в лавах, слагающих вершинную экстрекцию, по-видимому, обусловлено естественным увеличением содержания в них (благодаря приуроченности к зоне главного выводного канала) летучих, в первую очередь паров воды.

Таким образом, на основании всего изложенного можно предполагать, что формирование толщи гиперстеновых андезитов завершилось выжиманием самой кислой порции этих лав, образовавшей вершинный купол, от которого на склоны вулкана спустилось несколько коротких и мощных лавовых потоков. При последующих излияниях двупироксеновых андезитов потоки гиперстеновых андезитов на склонах были перекрыты. Что касается вершинного купола, то центральная часть его была разрушена эксплозией, и образовавшийся кратер был залит двупироксеновыми андезитами. Останцы некогда единого купола ныне располагаются кольцеобразно по краю кратера.

Общая мощность толщи гиперстеновых андезитов с учетом описанных образований вершины составляет около 400 м. Доля сохранившейся в разрезах пирокластики в объеме этой толщи не превышает 0,2%.

Гиперстеновыми андезитами также сложена и единственная на этом вулкане дайка. Хорошо отпрепарированная в рельефе (рис. 11), она радиально прослеживается на северном склоне (на высоте 1450 м) на протяжении 50—70 м. Азимут простирания

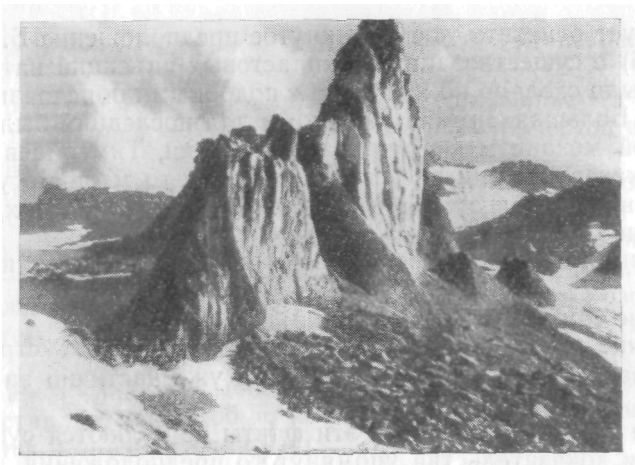


Рис. 11. Дайка гиперстенового андезита на северном склоне Большой Удины

дайки  $185^\circ$ , угол падения близок к вертикальному, мощность 5—6 м. По минералогическому и химическому составу дайка близка к вмещающим гиперстеновым андезитам, отличаясь от них присутствием небольшого количества роговой обманки и несколько повышенным содержанием глинозема.

Возраст дайки устанавливается лишь приблизительно. Последняя сечет только нижнюю часть толщи гиперстеновых андезитов, среди которых не встречены точные петрографические аналоги дайки. С учетом этих данных было бы наиболее вероятным связывать образование дайки с заключительным (экструзивным) этапом формирования толщи гиперстеновых андезитов.

### **Экструзивные купола**

Экструзивные купола являются самыми молодыми образованиями на вулкане Большая Удина. Это — купола Юго-Восточный, Восточный, Шероховатый, Южный.

Купол Юго-Восточный располагается на юго-восточном склоне вулкана Большая Удина, на высоте 1200 м. Относительная высота купола 100—120 м. Купол имеет в плане форму слабовытянутого с севера на юг неправильного овала с поперечником 400—500 м. Отношение высоты купола к его диаметру приблизительно равно  $\frac{1}{4}$ . Восточные склоны купола довольно крутые (до  $45^\circ$ ), западные несколько положе; с юга он заканчивается тремя плохо выраженными отрогами.

Купол сложен однообразными серыми роговообманково-пироксеновыми андезитами. На отдельных радиально расположен-

ных участках, начинающихся несколько ниже вершины и прослеживающихся почти до подножия, на южном и западном склоне купола, выходят сильноокисленные андезиты красного и бурого цвета. Эти участки, по-видимому, связаны с зонами интенсивной трещиноватости пород, расположенными вдоль радиальных трещин, возникших при застывании экструзии.

Купол Восточный находится на восточном склоне вулкана на высоте 1800 м. Относительная высота купола 200 м, диаметр около 700 м. Отношение высоты к диаметру несколько больше  $\frac{1}{3}$ ; купол слабо вытянут в северо-северо-западном направлении. Верхняя часть купола представляет собой отдельные скальные обелиски, хотя в целом для него характерна мягкая сглаженная форма поверхности. Последнее, по-видимому, объясняется тем, что в процессе формирования купола, продолжавшегося в течение длительного времени, первоначально образовались отдельные обелиски, пространство между которыми впоследствии заполнялось обрушивающейся брекчией. В результате этого мы имеем в некоторых местах почти целиком брекчированную, сильно разрушенную породу.

У восточного края купола имеются совершенно отвесные обрывы, в которых видна хорошо выраженная столбчатая и крупноглыбовая отдельность.

Для купола Восточного характерны две основные системы трещин: ориентированных относительно центра экструзии радиально, где трещины, большей частью зияющие, довольно неровные, близки к вертикальным ( $70-90^\circ$ ); ориентированных почти горизонтально ( $0-15^\circ$ ), где трещины ровные, очень тонкие, в некоторых местах плохо заметные.

Купол Шероховатый расположен на юго-восточном склоне Большой Удины на высоте 2000 м. Относительная высота купола 150 м, диаметр около 700 м. Отношение высоты к диаметру приблизительно равно  $\frac{1}{5}$ . Морфология купола хорошо соответствует его названию. Вершина экструзии представляет собой отдельные скальные обелиски высотой до 7—8 м с хорошо сохранившейся формой. С запада купол отвесной стеной, высотой до 30 м, обрывается в барранкос. В вертикальном обрыве заметно, что андезиты с вишневым оттенком чередуются с розовыми и желтоватыми андезитами. Местами розовые андезиты переходят в серые. Грубая слоистость сохраняется и здесь и имеет тоже почти горизонтальную ориентировку.

Купол Южный находится у южного подножия вулкана. Абсолютная высота купола 1600 м, относительная — 350—400 м. Отношение высоты к диаметру равно  $\frac{1}{4}$ . Купол слабо вытянут в южном направлении и имеет в плане форму, несколько напоминающую треугольник. Западные и южные склоны купола довольно пологие. Восточный и отчасти северный склоны имеют совершенно иной характер, обусловленный наличием вертикальных

обрывов высотой до 20 м и более. В одном из обрывов видна вертикально ориентированная струйчатость. На сравнительно ровной поверхности купола в западной его части имеются отдельные холмистые возвышенности диаметром 10—15 м, вершинная часть которых представляет собой хаотический навал глыб, тогда как в краевых частях купола поверхность хорошо сохранилась и плавно погружается под плащ брекчий, покрывающих тело основного купола. Поверхность возвышенностей в краевых частях рассечена рядом неглубоких трещин растяжения, образовавшихся в результате охлаждения, и весьма напоминает поверхность типа «хлебной корки».

Образование возвышенностей, усложняющих морфологию этого купола, по-видимому, следует связывать с выжиманием отдельных небольших порций лавы, происходившим уже после формирования купола. Остается неясным, имеем ли мы дело с протыканием ранее образованного купола последующими порциями лавы или последние представляют выжимки вязкой лавы из уже сформировавшегося купола через застывшую корку. Последнее кажется более вероятным.

Судя по описанию Т. И. Устиновой (1954), такого же рода процесс, но в большем масштабе, имел место и при формировании экструзивных куполов на юго-восточном подножии вулкана Гамчен, где на вершине первоначально возникшего экструзивного «бугра-пьедестала» диаметром в 250 м были образованы еще три мелких купола.

**Возраст куполов.** Это наиболее молодые образования вулкана, возникшие уже в послеледниковое время. Об этом свидетельствует отсутствие следов ледниковой обработки куполов, а также то обстоятельство, что в составе морен II фазы верхне-четвертичного оледенения совершенно отсутствуют (см. табл. 5) обломки роговообманковых андезитов, слагающих купола Большой Удины.

По характеру и степени выветривания пород, слагающих экструзивные купола, а также по сохранности самих морфологических форм куполов можно в какой-то мере судить о возрастной последовательности в их образовании. Первоначально, видимо, образовался Юго-Восточный купол. Лавы, слагающие его, по составу очень близки к лавам вершинной экструзии. Возможно, что и образование их происходило одновременно. Выжимание же куполов Восточного и Шероховатого происходило, вероятно, позднее, причем второй из них, по-видимому, моложе.

**Механизм образования куполов.** По причинам, изложенным выше, вряд ли можно согласиться с предположением Б. И. Пийпа (1956) о связи куполов Большой Удины с межпластовыми инъекциями гиперстеновых андезитов.

Насколько удалось установить, по характеру образования экструзивные купола Большой Удины более всего отвечают эндо-

генным куполам напора, по классификации Лейдена (Leyden, 1936). Наличие вертикальной столбчатой отдельности на вершинах куполов, радиальных систем трещин, следов вертикального течения и сама морфология куполов — все это дает основание предполагать, что они образовались путем выжимания вязкой лавы из вертикальных каналов. На это же указывает и явная приуроченность куполов к разломам. Так, купол Восточный расположен в зоне разлома, простирающегося под вулканами Малая и Большая Удина и далее на северо-запад к вулканам Плоский и Острый Толбачик. Купола Юго-Восточный и Шероховатый тяготеют к тектоническому нарушению северо-западного простирания, прослеживающегося к югу от Удинской вулканической группы, а купол Южный — к северо-восточному разлому, тянущемуся от вулкана Большая Зимина к Большой Удине и далее на юг.

### **ВУЛКАН МАЛАЯ УДИНА**

На вулкане Малая Удина последовательность формирования такова: лавово-пирокластическая толща, вершинная толща, экструзивные купола. Перечисленные элементы соответствуют основным этапам деятельности Малой Удины, но существенно различаются по объему, занимаемому ими в структуре вулканической постройки.

#### **ЛАВОВО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКАЯ ТОЛЩА**

Эта толща почти целиком слагает конус вулкана Малая Удина, за исключением его вершинной части и небольших участков на северном и восточном склонах. Толща состоит из сравнительно мощных прослоев пирокластики базальтового состава, переслаивающихся с маломощными лавовыми потоками аналогичного состава, останцы которых выступают на склонах вулкана в виде характерной «щетины» (рис. 12).

В качестве примера, иллюстрирующего строение лавово-пирокластической толщи, приведем описание одного из разрезов, вскрытого на высоте 1350 м (низ разреза) в третьем барранкосе к югу от перевала между Большой и Малой Удиной. Здесь, на правом борту барранкоса, снизу вверх обнажаются:

1. Темно-серая, грубая, сравнительно хорошо сцементированная туфобрекчия. Обломки представлены базальтом — слабопористым темно-серого и более пористым — красного цвета. Размер обломков от 5 до 10 см. Встречаются вулканические бомбы лимonoобразной формы, пористые в центре и массивные в краевых частях. Цемент песчано-туфовый, темно-серого цвета. Соотношение обломков и цемента примерно равно  $1/2$ . Верхняя (40—50 см) часть слоя туфобрекчии окрашена гидроокислами железа в буро-красный цвет и спеклась. Мощность всего слоя — 2 м.

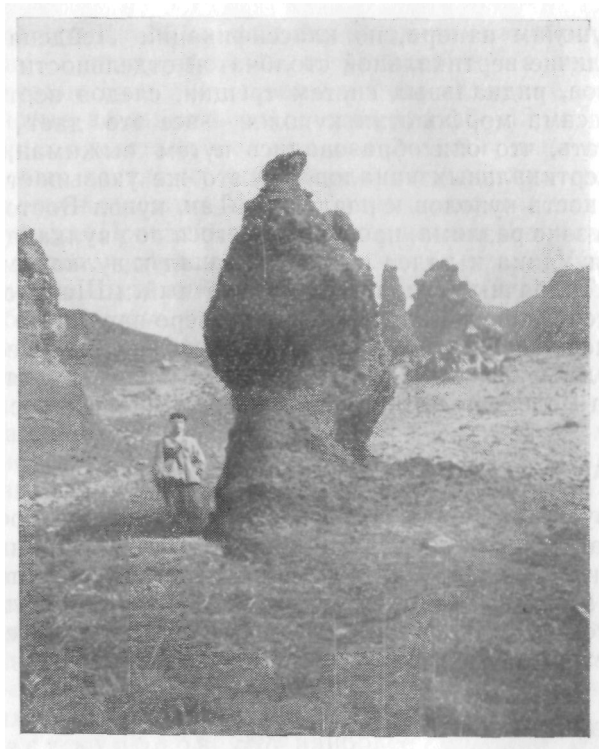


Рис. 12. Останцы лавово-пирокластической толщи на юго-западном склоне Малой Удины

2. Лавовый поток темно-серого массивного базальта. Поток разбит трещинами на отдельные глыбы. В одном месте на подошве потока хорошо заметны мелкие бороздки, направленные по течению потока (азимут простираения  $205^\circ$ ). Там же встречены небольшие вплавленные куски ранее образовавшейся лавы. У кровли и подошвы потока порода слабо окислена, причем у кровли несколько интенсивнее. Мощность потока около 3 м.

3. Буро-коричневая туфобрекчия. Содержит веретенообразные бомбы, 6—7 см в диаметре. Мощность слоя 80 см.

4. Лавовый поток базальтового состава аналогичен вышеописанному. Мощность слоя — 0,75—1,2 м.

5. Брекчия, состоящая из обломков пористого базальта до 15 см в диаметре, сцементированных черным вулканическим песком. Мощность слоя 50—60 см.

6. Желтая туфоконгломератобрекчия. Залегает в виде линз и выклинивающихся слоев. В обломках — пористый базальт. Цемент туфо-псаммитовый, плотный, желтого цвета, значительно

преобладающий по количеству над обломками. Мощность— до 1 м.

7. Черная, с буроватым оттенком грубообломочная брекчия. Изредка обломки достигают в диаметре 30 см, но преобладают обломки, имеющие в диаметре 8—10 см. Встречены вулканические бомбы. Верхние 30 см слоя окрашены гидроокислами железа в бурый цвет. Мощность слоя — 3 м.

8. Желтая туфоконгломератобрекчия с обломками пористого базальта. Мощность непостоянна и в среднем составляет 50 см.

9. Лавовый поток базальтового состава. Мощность 50 см.

10. Черная грубая туфобрекчия. Средний размер обломков — 10—20 см. Мощность слоя 1,30—1,50 м.

11. Лавовый поток базальтового состава. Мощность потока 75—80 см.

12. Черный грубый пирокластический материал, состоящий из несцементированных вулканических бомб и лапиллей и подчиненного количества более мелкообломочного материала. Мощность слоя 2,5 м.

13. Лавовый поток базальтового состава. Мощность 50 см.

14. Черная грубая туфобрекчия, размер обломков 5—10 см. Мощность слоя 40 см.

15. Лавовый поток базальтового состава. Мощность потока 40 см.

16. Грубый пирокластический материал черного цвета, состоящий из вулканических бомб, лапиллей и их обломков. Верхние 5—8 см окрашены гидроокислами железа в буро-коричневый цвет. Мощность слоя 80 см.

17. Поток базальта. Мощность потока 60—75 см.

18. Пирокластический материал черного цвета, состоящий из мелких вулканических бомб, лапиллей и их обломков. Мощность слоя 30 см.

19. Поток базальта. Мощность потока 65 см.

20. Грубый темноцветный пирокластический материал, содержащий вулканические бомбы, лапилли и песок. Мощность слоя 1,2 м.

21. Лавовый поток базальтового состава. Мощность потока 50 см.

22. Грубая пирокластика черного цвета, содержащая вулканические бомбы лепешковидной формы. Мощность слоя 20—35 см.

23. Лавовый поток базальта. Мощность потока 45 см.

24. Черный пирокластический материал, подобный вышеописанному. Мощность слоя 20 см.

25. Поток базальта. Мощность потока 45 см.

26. Грубая туфобрекчия темно-серого цвета. Заметно слабая сортировка материала: прослой крупных обломков чередуются с прослоями более мелких, имеющими большую мощность. Осо-

бенно хорошо видна неоднородность строения толщи на выветрелых боковых поверхностях обнажения, где прослои выделяются значительно резче. В верхней части толщи туфобрекчий имеется слой серого цвета, состоящий из более тонкого материала и содержащий редкие линзочки желтого туфа. Мощность серого слоя 20 см. Общая мощность туфобрекчии — 3 м.

27. Желтая туфоконгломератобрекчия. Слой неровный, местами почти целиком выклинивающийся, с небольшими прослоями брекчии черного цвета. Мощность слоя 70 см.

28. Черный грубый пирокластический материал с вулканическими бомбами, лапиллями и песком. Мощность слоя 2 м.

29. Лавовый поток базальтового состава. Мощность потока 50 см.

30. Черная грубая туфобрекчия. Средний размер обломков 10—30 см в диаметре. Мощность слоя 2 м.

31. Красно-бурая, грубая туфобрекчия. Мощность слоя 2—5 м.

Общая мощность разреза около 35 м. Соотношение пирокластики и лавового материала на описанном участке составляет 71 и 29%. Средняя мощность лавовых потоков — 0,6 м, прослоев пирокластики — 1,2 м.

Аналогичные отложения обнажаются и выше. Разрезы, подобные только что описанному, имеются и на южном, восточном и северном склонах вулкана. На западном склоне Малой Удины, в обрывах многочисленных барранкосов, удалось проследить разрез этих отложений более чем на 300 м. Суммируя данные по рассмотренным разрезам, приводим характеристику лавово-пирокластической толщи в целом.

Прослои пирокластики представлены грубообломочными, плохо или совсем не сцементированными брекчиями. Размер обломков, в среднем составляющий 5—10 см, иногда достигает 30 см. В пирокластике встречаются бомбы веретенообразной и лимонообразной формы. Обломки и бобмы представлены темно-серым, реже — бурым, пористым и слабопористым базальтом. Прослои брекчии, подстилающие наиболее мощные потоки лавы, окрашены в буро-красный цвет. К периферии вулканической постройки красноцветные брекчии постепенно сменяются темно-серыми и черными. Изменение окраски происходит преимущественно за счет мелкого обломочного материала; внутренние части крупных обломков, даже в наиболее окисленных участках, сохранили темный цвет. Степень спекания обломочного материала, максимальная вблизи вершины, к периферии также уменьшается. Оба указанных явления, несомненно, обусловлены различиями в температуре лавы начальных и концевых частей потоков, перекрывающих прослои пирокластики.

В прослоях брекчии, мощность которых варьирует от 0,5 до 2,5 м, изредка встречаются линзы желтых, довольно хорошо

Таблица 6

**Соотношение суммарных мощностей пирокластики и лав в лавово-пирокластической толще вулкана Малая Удина**

Показатели	Запад- ный склон	Юго- запад- ный склон	Запад- ный склон	Юго- запад- ный склон	Южный склон	Восточ- ный склон	Восточ- ный склон
Общая мощность разреза, <i>м</i>	170	140	90	250	40	110	60
Лавы	53	38	22	66	10	40	11
В том числе пирокластики	117	102	68	184	30	70	49
Доля пирокластики, %	69	73	84	74	75	64	83

сцементированных туфобрекчий. Содержащийся в них обломочный материал по составу аналогичен вышеописанному, цемент, преобладающий по объему над обломками, представлен вулканическим песком и пеплом желтого цвета.

Лавовые потоки сложены серыми массивными базальтами, для которых характерна кубическая отдельность. Мощность лавовых потоков колеблется от 50 до 150 *см*, причем преобладают потоки мощностью 50—60 *см*. Залегание потоков наклонное под углом 16—20°.

Соотношение суммарных мощностей пирокластического материала и лав в некоторых разрезах приведено в табл. 6.

На долю прослоев пирокластики приходится около 75% мощности всего разреза. Учитывая, что значительное количество тонкозернистого пирокластического материала (в виде песка и пепла) было унесено по воздуху и смыто, а лавовый материал в основном сохранился, можно полагать, что коэффициент эксплозионности для вулкана Малая Удина составлял более 75%.

Наблюдаемый на восточном и западном склонах повышенный процент пирокластического материала, возможно, связан с соответствующими направлениями преобладающих на Камчатке ветров.

Общую мощность лавово-пирокластической толщи нужно считать приблизительно равной относительной высоте вулкана без его вершинной части, т. е. около 800 *м*.

#### **ВЕРШИННАЯ ТОЛЩА**

Вершина Малой Удины имеет сложное строение, отражающее существенно изменившийся характер ее деятельности на заключительном этапе. Основные детали строения вершинной части видны на рис. 13.

Красные и вишневые туфы. В северо-восточном секторе вершины на высоте 1850 *м* лавово-пирокластическая толща

перекрыта 2-метровым слоем ярко-красных и вишневых туфов, опоясывающих вершину конуса с севера и востока. В южном и западном секторах вулкана эти породы отсутствуют. Туфы состоят из небольших (1—3 мм) обломков пористого базальта, плотно сцементированных песком и пеплом того же состава. В отдельных участках, особенно на контактах с перекрывающей пирокластикой лавой, туф спекся.

Серые туфобрекчий. В южном и западном секторах вершины, вместо красных и вишневых туфов, на той же высоте и несколько ниже выходят серые туфобрекчий. Площадь выходов серых туфобрекчий составляет около 0,5 км<sup>2</sup>.

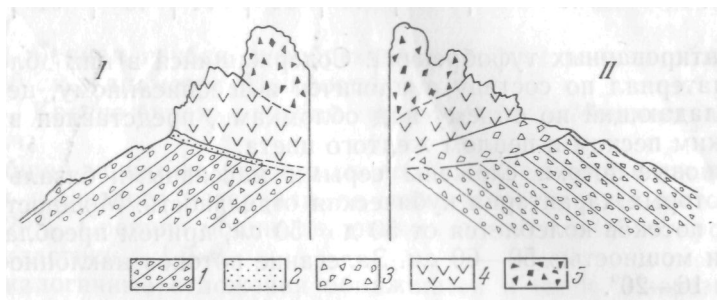


Рис. 13. Схематическое строение вершины вулкана Малая Удина

I — северо-восточный склон; II — юго-западный склон; 1 — переслаивание пирокластики и лавовых потоков; 2 — красные туфы; 3 — серые туфобрекчий; 4 — вершинные эффузивы; 5 — красные туфобрекчий

Состав серых туфобрекчий существенно однообразный. Угловатые обломки темно-серого плотного и слабопористого базальта сцементированы серым с сиреневым оттенком цементом, состоящим из частиц пепла и песка также базальтового состава.

В ряде мест среди серых туфобрекчий имеются участки сильно измененных яркоокрашенных пород, по-видимому, следы угасших fumarol.

Базальтовый «купол». Красные туфы и серая туфобрекчия перекрыты базальтовым массивом, морфология которого напоминает разрушенный вершинный купол. Это — группа скал, разобщенных выходами красных и серых туфобрекчий.

В действительности, по-видимому, имело место не выжимание экструзии, а спокойное излияние очень жидкой лавы, заполнившей бессточный кратер. Эрозионные процессы уничтожили внешние стенки кратера и, глубоко расчленив застывшую базальтовую лаву, придали последней псевдоэкструзивную форму. В случае действительного выжимания «экструзии» тонкий слой красных туфов был бы неминуемо уничтожен.

Одинокaя базальтoвая скала, с хорошо выраженной столбчатой и пирамидальной отдельностью, расположена в центральной части главного поля серых туфобрекчий, несколько напоминает некк. В плане она имеет линзообразную форму. Длина ее 100 м, ширина 50—60 м и высота 20—30 м. Контакт базальта с брекчией неровный, без следов обжига.

Часть лавы после выполнения кратерной чаши изливалась в виде очень жидких потоков, покрывших тонким «плащом» склоны вулкана и распространившихся особенно далеко в северо-восточном направлении. Останцы их в виде маломощных (0,5—1 м) пачек лавовых потоков с прослоями черных и красных шлаков сохранились на северном, восточном и кое-где на южном склонах вулкана. Лавы представлены темно-серым, очень пористым базальтом. Мощность потоков колеблется от 40 до 70 см.

Красные и розовые туфобрекчии. Конус вулкана венчают красные и розовые, очень плотные туфобрекчии. Останцы их в виде отдельных столбообразных скал с мягкими очертаниями образуют самые высокие участки вершины. Туфобрекчии имеют слабую горизонтальную слоистость, особенно отчетливо выделяющуюся на поверхностях выветривания. Местами в брекчиях видны прожилки, отличающиеся по цвету и составу. Образовались они, видимо, в результате сноса водой пепла и песка в открытые полости неглубоких трещин.

Туфобрекчия мелкообломочная, крупные обломки (8—10 см) встречаются сравнительно редко. Обломочный материал представлен пористым и плотным базальтом, цемент — тонкими пепловыми частицами.

Характерной особенностью вершинных туфобрекчий является присутствие в них многочисленных, хорошо ограненных кристаллов авгита. Последний, по-видимому, был выброшен непосредственно из расплава, подобно тому, как это наблюдалось во время извержений некоторых вулканов мира. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Д а й к и. Конус вулкана пронизан многочисленными дайками базальтового состава. Элементы залегания и мощности даек приведены в табл. 7. Как видно из таблицы, мощность даек варьирует очень незначительно. Расположенные преимущественно радиально дайки секут все вышеописанные отложения Малой Удины. Особенно много даек на западном склоне вулкана. Несмотря на однородный петрографический состав, некоторые из даек оказались хорошо отпрепарированными и сохранились в рельефе в виде «грив», другие же подверглись эрозии сильнее и оказались почти целиком уничтоженными.

Красные туфобрекчии вершинной толщи также прорезаны в ряде мест базальтовыми дайками. Одна из них, расположенная в восточной части вершины, имеет мощность 3 м, азимут простирания 178°, угол падения 88°. В крутых частях дайки по-

Таблица 7

## Залегание и мощность даек базальтового состава вулкана Малая Удина

Местонахождение	Простира- ние	Угол падения	Мощность м
Западный склон, высота 1400 м . . . . .	110°	75°	2—4
Западный склон, высота 1350 м . . . . .	45°	70°	1—1,5
Юго-западный склон, высота 1420 м . . . . .	95°	80°	2
Юго-западный склон, высота 1300 м . . . . .	115°	82°	0,9—1,3
Южный склон, высота 1450 м . . . . .	58°	65°	0,8—1,5
Вершина, высота 1920 м . . . . .	178°	85°	0—3

рода сильно изменена, растрескана и покрыта налетом белых солей. Вероятно, по контакту дайки с вмещающей породой длительное время поднимались фумарольные газы. Красные туфобрекчии в приконтактной части также сильно изменены.

Дайки, как правило, имеют небольшие (мощностью 1—3 см) закаленные зальбанды темно-серого, иногда почти черного цвета и более светлую центральную часть с хорошо выраженной параллелепипеидальной отдельностью. На внешней стороне зальбанда обычно имеется красноцветная корочка закаливания. По контакту с прослоями порода даек обычно закалена более интенсивно, чем на контакте с лавовыми потоками. Вмещающие породы не несут заметных следов температурного воздействия.

Макроскопически дайки сложены серыми со слабым сиреневым оттенком слабопористыми породами. В штуде хорошо заметны сравнительно крупные кристаллы авгита и более мелкие таблички плагиоклаза. В зальбандах порода более плотная и стекловатая. Внедрение базальтовых даек имело место после формирования вершинной толщи, причем, судя по различной степени эродированности даек, происходило оно постепенно, начавшись, по-видимому, во время внутрикратерного излияния базальтов и завершившись уже после формирования слоя красных туфобрекчий.

Пути базальтового расплава, несомненно, являлись преимущественно радиальные, вулканотектонические нарушения, возникшие в конусе вулкана в результате предшествующей интенсивной деятельности.

На западном склоне вулкана Малая Удина, на высоте 1400—1500 м, была встречена единственная на вулкане дайка роговообманкового андезита. Образец этой породы, взятый из осыпи, был описан В. И. Влодавцем (1940). Простираение дайки — 250° (соответствующее направлению северо-западного разлома, на котором расположены Удинские вулканы), падение почти вертикальное, мощность 10—12 м. Сохранились лишь краевые ча-

сти дайки, почти вся центральная часть ее уничтожена эрозией. В настоящее время в зоне дайки располагается глубокий овраг. Наиболее четко дайка выделяется на правом борту барранкоса на высоте 1480 м, где останцы ее тянутся на протяжении 35—40 м; ниже сохранились лишь очень редкие и небольшие выходы.

Породы, слагающие дайку, представляют собой серые и розоватые, слабопористые роговообманковые андезиты. Поры мелкие (1—3 мм) и неправильные по форме. В штуфе хорошо заметны многочисленные кристаллы черной базальтической роговой обманки, местами образующей звездчатые сростки. В андезитах дайки встречаются включения базальтов, слагающих конус Малой Удины. Последние обычно окружены ореолами ожелезненной породы. Ширина таких ореолов 0,5—1 см, при диаметре включения 2—3 см. Характерной особенностью этой породы является присутствие в ней значительного количества кристобалита (Влодавец, 1940), составляющего от 2 до 3% всей породы.

Вкрест простираения дайка имеет однородное строение, и в зальбандах порода отличается только характером отдельности, более тонкоплитчатой по сравнению с центральной частью дайки. Краевая часть дайки (3—5 см шириной) закалена, порода в ней более плотная.

Непосредственного контакта дайки роговообманкового андезита с базальтовыми дайками не наблюдалось. Однако ее следует считать более молодой по сравнению с дайками базальтового состава и связывать с самым заключительным этапом вулканической деятельности, характеризовавшейся выжиманием экструзивных куполов.

### **Экструзивные купола**

Малая Удина имеет два экструзивных купола: один (Северный) находится непосредственно у северного подножия вулкана, другой (Песчаная сопочка) — на северо-востоке, в 4 км от вулкана.

Купол Северный представляет собой вытянутую почти в широтном направлении трехгорбую горку, сложенную розоватыми роговообманковыми андезитами, высотой 220—250 м (абсолютная высота 1400 м). Отношение высоты купола к его диаметру равно приблизительно  $\frac{1}{4}$ . Северные склоны его круто опускаются к Удинскому долу, южные — более пологие, примыкают к отрогам Малой Удины, отделяясь от них неглубокой долиной небольшой сухой речки.

Купол Песчаная сопочка отчетливо выделяется среди окружающей местности. Это невысокий (относительная высота 250 м), несколько асимметричный холм с пологим северо-западным и более крутым юго-восточным склоном. Диаметр осно-

вания купола по длинной оси около 750 м. Отношение высоты к диаметру приблизительно равно  $1/3$ .

Сложен купол роговообманковыми андезитами, местами имеющими полосчатое строение, характеризующееся чередованием тонких полос серого и розового цвета.

Внутреннее строение обоих куполов из-за чрезвычайно плохой обнаженности остается неясным.

Экструзивные купола являются наиболее молодыми образованиями Малой Удины. По мнению Б. И. Пийпа (1956), хорошо сохранившаяся форма куполов указывает на их послеледниковое происхождение. Действительно, анализ состава морены II фазы верхнечетвертичного оледенения подтверждает это: обломки роговообманковых андезитов экструзивных куполов Малой Удины в морене отсутствуют. Однако на западном и юго-западном склонах купола Песчаная сопочка были встречены высыпки хорошо окатанных галек и валунов, представленных весьма характерными породами (серые гиперстеновые андезиты) Большой Удины. Наиболее реально предположить, что они были занесены ледником (II фазы верхнечетвертичного оледенения), которым в какой-то степени были и обработаны склоны купола. Следы такой обработки усматриваются в заметно более сглаженной форме Песчаной сопочки по сравнению с куполом Северной. Последний, по-видимому, возник позднее, уже в раннеголоценовое время. Формирование же купола Песчаная сопочка, скорее всего, произошло в конце II фазы верхнечетвертичного оледенения.

Предположению о различном возрасте экструзивных куполов Малой Удины в какой-то мере противоречат сходство петрографического состава и почти полная идентичность химизма лав, слагающих оба эти купола.

## **ПЕТРОГРАФИЯ ЛАВ УДИНСКИХ ВУЛКАНОВ**

Лавы Удинских вулканов образуют почти непрерывный ряд пород от базальтов до андезито-дацитов. Преимущественным распространением пользуются андезиты, на долю которых приходится более 70% общего объема продуктов извержений этих вулканов.

Описание пород проводится по группам в порядке возрастания кислотности для каждого вулкана в отдельности. Это обусловлено необходимостью выявления путем сопоставления тех общих петрографических особенностей, которые позволили бы в какой-то мере подтвердить предположение геологического характера об общности источника питания Большой и Малой Удины.

### **ПЕТРОГРАФИЯ ЛАВ ВУЛКАНА БОЛЬШАЯ УДИНА**

Базальты и андезито-базальты ( $\text{SiO}_2 = 51\text{--}54\%$ ) представляют собой мелкопористые породы серого и темно-серого цвета, местами с красноватым оттенком. Встречаются полосчатые разности с чередованием серых и красных полос. Поры неправильной формы, размером 0,5—1 мм, составляют обычно около 20%, в шлаках — до 35% общего объема породы.

Структура породы порфировая. Вкрапленники: плагиоклаз, авгит, оливин, гиперстен и магнетит. Результаты количественно-минералогического подсчета в лавах Удинских вулканов приведены в табл. 8.

Плагиоклаз. Различаются две разновидности вкрапленников плагиоклаза: толстотаблитчатые выделения размером 0,8—1,3 мм и более удлинённые таблички размером 0,6—0,8 мм. Первые интенсивно оплавлены, зональные, с обильными включениями стекла, вторые — более свежие, неоплавленные, без стекловатых включений, в отличие от первых сдвойникованы преимущественно полисинтетически.

Таблица 8

## Количественно-минералогический состав лав Удинских вулканов (объемные проценты)

Порода	Вкрапленники						Основная масса						
	плагиок-лаз	оливин	авгит	гиперстен	роговая обманка	магнетит	плагиок-лаз	оливин	моноклин-ный пироксен	ромбический пироксен	магнетит	стекло	общее содержание основной массы
<b>Большая Удина</b>													
Базальты и андезито-базальты . . .	17,6	1,5	4,8	0,8	—	1,5	30,3	—	28,5	—	6,2	8,8	73,8
Двупироксеновые андезиты . . . .	22,0	—	2,9	3,2	—	1,4	48,3	—	11,0	1,0	4,0	6,2	70,5
Гиперстеновые андезиты верхнего комплекса . . . . .	28,0	—	1,8	5,4	0,4	1,6	16,3	—	4,0	4,1	1,1	36,7	62,2
Роговообманково-гиперстеновые андезиты верхнего комплекса . .	25,3	—	1,1	2,4	4,0	1,6	7,6	—	3,9	3,8	1,3	49,0	65,6
Гиперстеновые андезиты нижнего вулканического комплекса . . .	28,5	—	2,0	4,6	0,8	1,4	Н/п	—	Н/п	Н/п	Н/п	Н/п	62,7
Пемзы . . . . .	6,8	—	0,2	1,6	2,6	—	Н/п	—	Н/п	Н/п	—	Н/п	88,8
Роговообманковые андезито-дациты	15,7	—	—	0,9	6,8	1,4	9,7	—	—	3,5	—	62,0	75,2
Роговообманково-гиперстеновые андезиты куполов . . . . .	30,8	—	—	3,3	5,9	2,2	13,0	—	1,5	1,5	0,5	41,3	57,8
<b>Малая Удина</b>													
Базальты верхнего эффузивного комплекса . . . . .	23,4	6,0	1,9	—	—	1,7	Н/п	0,5	Н/п	—	Н/п	Н/п	67,0
Базальты лавово-пирокластического комплекса . . . . .	17,0	3,7	3,7	2,4	—	1,0	26,5	—	28,5	—	7,0	10,2	72,2
Базальты даек . . . . .	32,6	2,9	3,8	2,0	—	1,1	Н/п	—	Н/п	—	Н/п	Н/п	57,6
Роговообманковый андезит дайки	33,2	—	—	0,8	2,0	1,5	Н/п	—	Н/п	Н/п	—	Н/п	62,5
Роговообманковые андезиты куполов . . . . .	29,0	—	—	—	3,1	2,1	15,5	—	Т	3,8	—	46,5	65,8

Примечание. Прочерк — минерал отсутствует; Н/п — не подсчитывался.

Наиболее основными по составу являются интрателлурические <sup>1</sup> вкрапленники (72—69% An). Вкрапленники II генерации и микровкрапленники имеют состав 69—63% An, микролиты — 64—59% An. Состав внешних зон зональных кристаллов соответствует составу микролитов. Законы двойникования кристаллов — альбитовый и карлсбадский, реже — периклиновый.

Авгит. Это — наиболее распространенный минерал среди темноцветных. Характерны короткостолбчатые кристаллы размером 0,2—0,3 мм, иногда до 0,6 мм. Часты двойники по (100). Оптические свойства моноклинного пироксена следующие: вкрапленники —  $N_g = 1,710—1,715$ ,  $N_p = 1,685—1,690$ ,  $N_g - N_p = 0,024—0,025$ ,  $cN_g = 41,5—43^\circ$ ,  $2V = 52—55^\circ$ , что отвечает молекулярному составу:  $Wo_{40}En_{36}Fs_{24}$ ; микровкрапленники —  $N_g - N_p = 0,024$ ,  $cN_g = 42—43$ ,  $2V = 52—53^\circ$ ; микролиты —  $2V = 49—52^\circ$ .

Микровкрапленники и микролиты моноклинного пироксена характеризуются несколько меньшими углами оптических осей, чем вкрапленники. Это свидетельствует о некотором обеднении их кальцием и соответственно обогащении железом по сравнению с крупными выделениями.

Оливин обычно интенсивно изменен. Размер зерен 0,2—0,5 мм. Степень изменения зерен оливина почти одинаковая, так что по этому признаку выделить интрателлурические вкрапленники не представляется возможным. Оптические константы оливина обнаруживают хорошую сходимость: вкрапленники —  $N_g = 1,722—1,726$ ,  $N_m = 1,705—1,707$ ,  $N_p = 1,686—1,690$ ,  $N_g - N_p = 0,034—0,036$ ,  $2V = 82—86^\circ$ , что соответствует молекулярному составу:  $Fa_{84}Fo_{16}$ ; микровкрапленники —  $N_g - N_p = 0,032—0,033$ ,  $2V = 81—84^\circ$ .

Вкрапленники оливина часто окружены каймой моноклинного пироксена. В основной массе оливин отсутствует.

Гиперстен встречается не во всех образцах и в относительно небольших количествах. Характерны призматические формы, резкий плеохроизм:  $N_p$  — розоватый,  $N_g$  — зеленоватый. По оптическим константам:  $(- )2V = 59—61^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,010$ , относится к гиперстену с 30%  $FeSiO_3$ <sup>4</sup>. Некоторые кристаллы его имеют кайму моноклинного пироксена.

Магнетит встречается в обычных выделениях, часто в виде включений в оливине и пироксенах.

<sup>1</sup> Обоснования для выделения различных генераций плагиоклаза приводятся в разделе «Некоторые особенности породообразующих минералов».

<sup>2</sup> Здесь и ниже молекулярный состав моноклинных пироксенов определялся по диаграмме свойства — состав М. М. Веселовской (1950).

<sup>3</sup> Здесь и ниже молекулярный состав оливинов определялся по диаграмме свойства — состав А. Н. Винчелла и Г. Н. Винчелла (1953).

<sup>4</sup> Здесь и ниже молекулярный состав ромбических пироксенов определялся по диаграмме свойства — состав В. С. Соболева (1950).

Основная масса сложена темным, почти непрозрачным стеклом,  $N = 1,548$ . В стекло погружены микролиты плагиоклаза ( $30-50 \mu$ ), изометричные зерна моноклинного пироксена ( $10-20 \mu$ ), более интенсивно окрашенные в зеленый цвет, чем вкрапленники и многочисленные пылеватые выделения магнетита. Структура микроинтерсертальная, микролитовая, гиалопилитовая.

**Двупироксеновые андезиты** ( $\text{SiO}_2 = 56-57\%$ ) широко распространены на вулкане Большая Удина. Это — серые, темно-серые породы, иногда с красноватым и лиловым оттенком. В них хорошо заметны стеклянноподобные кристаллы плагиоклаза и более мелкие и редкие выделения темноцветных минералов. Пористость незначительная, размеры пор  $0,1-0,2 \text{ мм}$ .

Структура породы порфиристая. Среди фенокристаллов присутствуют плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен, магнетит. Минеральный состав двупироксеновых андезитов очень постоянный. Средний количественно-минералогический состав этих пород приведен в табл. 8.

Плагиоклаз всегда преобладает среди порфиристых выделений. Встречается в виде таблитчатых зерен размером  $0,5-0,8 \text{ мм}$ , иногда до  $1,2-1,5 \text{ мм}$ , а также лейст длиной  $0,2-0,3 \text{ мм}$ . Большинство крупных вкрапленников обнаруживает четко выраженную зональность, обычно прогрессивную, с разницей в составе ядра и внешней зоны в  $10-12\% \text{ An}$ , причем состав внешней зоны обычно аналогичен составу микролитов. Кроме этого, довольно часто встречаются кристаллы плагиоклаза с обратной, регрессивной зональностью. Зерна эти, как правило, наименее свежие, углы у них оплавленные, характерны обильные стекловатые включения. Состав зон в них меняется следующим образом: ядро —  $52-56\% \text{ An}$ , внутренняя зона —  $61-65\% \text{ An}$ , внешняя зона (не всегда) снова  $51-56\% \text{ An}$ . Ядро при этом обнаруживает явные следы коррозии, на границе его с внутренней зоной стекловатые включения наиболее обильны. Эти вкрапленники, вернее, центральную часть их, следует рассматривать как интрателлурические выделения. Лейсты по составу занимают промежуточное положение между вкрапленниками II генерации и микролитами. Колебания в составе плагиоклаза в различных шлифах следующее: вкрапленники —  $60-65\% \text{ An}$ , лейсты —  $53-55\% \text{ An}$ , микролиты —  $50-53\% \text{ An}$ .

Авгит по количеству обычно уступает ромбическому пироксену. Форма кристаллов короткопризматическая с хорошо развитыми гранями (110), (100) и (010). Размер зерен  $0,2-0,3 \text{ мм}$ , иногда до  $0,5 \text{ мм}$ . Спайность обычная для авгита, окраска зеленоватая, плеохроизм отсутствует. Часты двойники по (100). В основной массе моноклинный пироксен присутствует в виде очень мелких зерен ( $10-40 \mu$ ), обычно игольчатой и длиннопризматической формы. В нескольких образцах удалось измерить наибо-

лее крупные из микролитов, они показали несколько меньшие значения угла  $2V$  ( $50-52^\circ$ ,  $cNg = 43^\circ$ ), чем вкрапленники. Оптические константы вкрапленников авгита таковы:  $Ng = 1,714$ ,  $Np = 1,688$ ,  $Ng - Np = 0,024-0,026$ ,  $cNg = 41,5-44,0^\circ$ ,  $2V = 52-55^\circ$ , что отвечает следующему молекулярному составу:  $Wo En^{30} Fs^{46} Fs^{15}$ .

Гиперстен встречается в двух генерациях. Первая<sup>30</sup> представлена относительно крупными ( $0,8-1,2$  мм) резорбированными и помутневшими кристаллами, для II генерации наиболее характерны разрезы, вытянутые по (001), размером  $0,2-0,6$  мм. Минерал свежий, часты двойники. Плеохроизм отчетливый по обычной для гиперстена схеме:  $Ng$ — светло-зеленый,  $Np$ — розоватый. Исходя из оптических констант,  $(-)2V = 62-66^\circ$ ,  $Ng = 1700$ ,  $Np = 1,690$ ,  $Ng - Np = 0,010-0,011$ , гиперстен имеет следующий молекулярный состав:  $Fs En^{28} Fs^{72}$ .

Наблюдается обрастание гиперстена<sup>28</sup> моноклинным пироксенном.

Магнетит образует характерные октаэдрические кристаллы размером  $0,1-0,2$  мм. У крупных кристаллов форма выделений менее правильная. Часты включения магнетита в пироксенах, а также гломеропорфиновые сростки с последними.

Оливин очень редок. Сильно корродированные и измененные кристаллы его были встречены только в двух шлифах.

Основная масса. Степень раскристаллизации основной массы различная. Наблюдаются микроинтерсертальная, микролитовая, гиалопилитовая структура. Стекло прозрачное, светло-кремовое, бурое, бесцветное. Показатель преломления стекла  $1,520-1,528$ . В основной массе, кроме того, присутствуют плагиоклаз, пироксен, преимущественно моноклинный, и магнетит.

В двупироксеновых андезитах были встречены включения размером  $2-3$  мм, представляющие собой гломеропорфиновые сростки вкрапленников плагиоклаза и авгита, но гиперстена в них нет. В промежутках между кристаллами заключено чистое, прозрачное стекло ( $N = 1,510-1,512$ ).

Гиперстеновые андезиты содержат вкрапленники плагиоклаза, гиперстена, авгита, магнетита и иногда роговой обманки (см. табл. 8).

Плагиоклаз образует две генерации вкрапленников и микролиты. Вкрапленники I генерации представлены относительно крупными ( $1,5-2$  мм) резорбированными кристаллами с обильными включениями стекла. Содержание An в них от 53 до 58%. Кроме того, имеются совершенно свежие и чистые кристаллы лейстовидной формы размером от  $0,4$  до  $0,8$  мм, с содержанием An от 50 до 54%. Микролиты плагиоклаза характеризуются андезитовым составом ( $40-48\%$  An).

Гиперстен образует продолговатые призматические кристаллы размером от  $0,2$  до  $0,6$  мм, иногда до  $0,8-1$  мм, обычно свежий. Опацитовые каемки, если таковые имеются, как правило,

очень тонкие. Часты двойники, встречаются крестообразные сростки кристаллов. Плеохроизм резкий, по схеме, характерной для гиперстена. Оптические свойства следующие:  $N_g=1,702$ ,  $N_p = 1,692$ ,  $N_g - N_p = 0,010 - 0,011$ ,  $(- )2V=60 - 62^\circ$ , что отвечает составу  $Fs_{30}En_{70}$ .

Имеются вроски гиперстена в крупных кристаллах плагиоклаза.

Авгит, как уже отмечалось выше, уступает по количеству ромбическому пироксену. Характерны короткопризматические кристаллы с хорошо развитыми гранями (110) и (100). Средний размер зерен  $0,2 - 0,6$  мм, но наблюдаются и более крупные (до  $1 - 1,5$  мм). Минерал слабо окрашен в зеленоватый цвет. Довольно часты двойники по (100). Оптические свойства авгита:  $N_g = 1,712 - 1,713$ ,  $N_p = 1,685 - 1,687$ ,  $N_g - N_p = 0,025 - 0,027$ ,  $cN_g = 42 - 43,5^\circ$  и  $2V = 52 - 54^\circ$ , что соответствует составу  $Wo_{37-39}En_{48}Fs_{13-15}$ .

К особенностям микролитов относятся значительное колебание угла  $2V$  (от  $40$  до  $53^\circ$ ) даже в одном шлифе и, как правило, более низкая величина его по сравнению с вкрапленниками.

Как будет показано ниже, в роговообманково-гиперстеновых андезитах эта особенность проявляется еще ярче.

Роговая обманка распространена в гиперстеновых андезитах не повсеместно. Количество ее не превышает обычно  $1\%$ . Характер выделений и оптические свойства амфибола аналогичны таковым для амфибола из роговообманково-гиперстеновых андезитов, поэтому здесь мы не приводим их.

Оливин сильно изменен, встречается в виде единичных зерен, иногда угадывается по очертаниям скоплений магнетитовых зерен.

Магнетит обычно тяготеет к выделениям темноцветных минералов, но имеются и самостоятельные кристаллы. Содержится также в основной массе.

Кварц. В отдельных шлифах встречаются единичные оплавленные зерна кварца, окруженные каймой моноклинного пироксена.

Основная масса характеризуется микролитовой и гиалопилитовой структурой. Количество стекла заметно колеблется. Стекло прозрачное, желтоватого цвета, обильно переполненное кристаллитами, показатель преломления его —  $1,518 - 1,520$ . Среди микролитов имеются плагиоклаз, авгит, гиперстен, а также участки, сложенные кристобалитом.

**Роговообманково-гиперстеновые андезиты.** Соотношение составных частей в них и в гиперстеновых андезитах аналогично, кроме роговой обманки и гиперстена. Но суммарное количество этих минералов в обеих разновидностях пород одинаковое (см. табл. 8).

Плагиоклаз образует три отчетливые генерации: 1) крупные таблитчатые кристаллы андезинового состава ( $45 - 49\% An$ )

размером 1—2 мм, зональные, с обильными стекловатыми включениями, обычно резорбированы и оплавлены; 2) более мелкие — 0,4—0,5 мм в длину лейстовидные кристаллы, незональные с четкими гранями, по составу относящиеся также к андезину (40—44% An); 3) микролиты размером 10—20 м, состав которых тоже соответствует андезину (38—42% An).

Таким образом, состав плагиоклаза в целом такой же, как и в гиперстеновых андезитах.

**Роговая обманка.** Если в гиперстеновых андезитах количество ее составляет не более 1—1,5% и она значительно уступает по количеству гиперстену, то в описываемых породах количество ее колеблется от 3 до 5%, значительно преобладая над гиперстеном. Роговая обманка присутствует в виде крупных кристаллов (1—2 мм), преимущественно таблитчатой формы и более мелких (0,1—0,4 мм)—изометрической формы. И те и другие в равной степени опациitized. Кристаллы роговой обманки содержат многочисленные вросстки плагиоклаза II генерации и микролитов, а также микровкрапленников и микролитов моноклинного пироксена. Оптические константы ее таковы:  $N_g = 1,695$ ,  $N_m = 1,672$ ,  $N_p = 1,669$ ,  $N_g - N_p = 0,026$ ,  $cN_g = 8 - 16^\circ$ ,  $(- )2V = 70 - 74^\circ$ , плеохроизм по  $N_g$  темно-зеленый и буровато-темно-зеленый, по  $N_m$  — буровато-зеленый и светло-буровато-зеленый, по  $N_p$  — зеленовато-желтый.

Общая железистость для роговой обманки составляет 40%.

**Гиперстен** аналогичен вышеописанному. Оптические свойства [ $N_g = 1,703$ ,  $N_p = 1,692$ ,  $N_g - N_p = 0,010$ ,  $0,011$ ,  $(- )2V = 60 - 64^\circ$ ] отвечают молекулярному составу  $Fs_{31}En_{69}$ .

**Авгит** присутствует как среди вкрапленников, так и в основной массе, где он является преобладающим фемическим минералом. Вкрапленники его имеют обычные оптические константы:  $N_g = 1,711$ ,  $N_p = 1,680$ ,  $N_g - N_p = 0,028 - 0,03$ ,  $cN_g = 42 - 42,5^\circ$ ,  $(- )2V = 52 - 54^\circ$ , а молекулярный состав таков:  $Wo_{37}En_{49}Fs_{14}$ .

Микролиты авгита представлены продолговатыми кристаллами размером от 30 до 90 м, слабоокрашенными в зеленый цвет. Угол оптических осей колеблется в них от 34 до 46°,  $cN_g = 44 - 45^\circ$ . Согласно этим данным, авгит в микролитах может быть отнесен к пижонитовому ряду (Macdonald, 1946; Куно, 1950).

**Магнетит** содержится преимущественно в темноцветных кристаллах.

**Основная масса.** Характерной ее особенностью является преобладание прозрачного бесцветного или окрашенного в светло-кремовый цвет стекла ( $\# = 1,520$ ) с обильными кристаллитами и сравнительно редкими микролитами. Последние в основном представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном, редкими зернами гиперстена. Структура породы гиалопилитовая.

**Гиперстеновые андезиты нижнего вулканического комплекса** ( $SiO_2 = 60 - 63\%$ ). Как будет показано ниже, эти породы сущест-

венно отличаются от ранее описанных гиперстеновых андезитов. Макроскопически — это светло-серые, светло-розовые, иногда буровато-серые мелкопористые, грубошероховатые лавы, переполненные выделениями плагиоклаза. Количественно-минералогический состав их приведен в табл. 8.

**Плагиоклаз.** Вкрапленники I генерации образуют крупные кристаллы до 2 мм длиной, обычно таблитчатой формы, зональные, с обильными стекловатыми включениями. Некоторые вкрапленники имеют сложное строение: многозональное ядро с большим количеством тонких плохо различимых зон сменяется далее к периферии полосой многочисленных стекловатых включений. Краевая зона, имеющая наиболее кислый состав, отделена от предыдущей очень неровной границей.

вкрапленники постэффузивного происхождения менее распространены. Они представлены чистыми удлинненно-таблитчатыми кристаллами размером 0,6—1,2 мм. Состав плагиоклаза интра-теллурических вкрапленников — № 66—70, вкрапленников II генерации — № 55—65, микролитов — № 48—58. Наиболее распространены альбитовые и карлсбадские двойники, реже встречаются периклиновые.

**Гиперстен** — главный темноцветный минерал вкрапленников. Форма выделений обычная, размеры — 0,6—1 мм. Оптические свойства его [ $N_g = 1,696$ ,  $N_p = 1,684$ ,  $N_g - N_p = 0,010 - 0,012$ ,  $(-)2V = 64 - 67^\circ$ ] отвечают следующему составу:  $Fs_{25}En_{75}$ .

Авгит достаточно широко распространен в описываемых лавках, образуя зеленоватые короткостолбчатые значительно резорбированные кристаллы размером 0,4—0,8 мм. Часты двойники  $cN_g = 42 - 43^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,026$ ,  $2V = 55 - 57^\circ$ . Микролиты его имеют сходные оптические константы ( $2V = 51 - 56^\circ$ ,  $cN_g = 40 - 43^\circ$ ).

Магнетит образует довольно крупные (0,2—0,4 мм) зерна неправильной формы. В основной массе не обнаружен.

Основная масса представлена главным образом прозрачным бесцветным или кремевым стеклом ( $N = 1,518$ ) с обильными кристаллитами. Наблюдаются неправильные участки, сложенные кристобалитом. Кроме микролитов плагиоклаза, в стекле заключены гранулы зеленоватого авгита и иногда гиперстена.

Встречаются гломеропорфировые сростки авгита, плагиоклаза и гиперстена. Характерно, что в этих скоплениях преобладает моноклинный пироксен, тогда как в самой породе он значительно уступает по количеству ромбическому пироксену.

Из приведенного описания видно, что андезиты нижнего вулканического комплекса существенно отличаются от описанных гиперстеновых и роговообманково-гиперстеновых андезитов:

а) более основным составом плагиоклаза как вкрапленников (60—70% An, против 43—55% An), так и микролитов (50—58% An, против 38—44% An);

б) более магнезиальным составом ромбического пироксена (75% En, против 69—70% En);

в) относительно более высоким содержанием кальция в авгит-е, особенно в его микролитах. В андезитах нижнего комплекса клинопироксен представлен в основной массе авгитом ( $2V = 54-56^\circ$ ), в гиперстеновых и роговообманковых андезитах верхнего комплекса—менее кальциевым пижонитовым авгитом ( $2V = 35-46^\circ$ ).

Перечисленные различия, казалось бы, однозначно свидетельствуют о более основном составе гиперстеновых андезитов нижнего вулканического комплекса, однако этому противоречат данные по химизму этих лав, указывающие на более кислый их состав ( $SiO_2 = 60-63\%$ ) по сравнению с верхним комплексом ( $SiO_2 = 58-59\%$ ). Подобные, хотя и менее четко выраженные несоответствия между минералогическим и химическим составом, характерны и для других лав, входящих в состав нижнего комплекса.

**Пемза** ( $SiO_2 = 63,50\%$ ). Светло-серая почти белая порода с темными вкрапленниками роговой обманки. Порфиновые выделения, составляющие не более 10—12%, представлены плагиоклазом, роговой обманкой и пироксеном, преимущественно ромбическим (см. табл. 8).

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы размером 1—1,5 мм. Вкрапленники плагиоклаза содержат 47—54% An, микролиты — 46—51% An.

Роговая обманка в пемзах всегда зеленая. Минерал свежий, без каких-либо следов оплавления и опацификации. Оптические свойства следующие:  $N_g = 1,690, 1,693, N_m = 1,680, N_p = 1,668, 1,670, N_g - N_p = 0,022-0,023, cN_g = 12-18^\circ, (-) 2V = 76-78^\circ$ , плеохроизм по  $N_g$  — темно-зеленый, по  $N_m$  — светло-зеленый, по  $N_p$  — светлый, зеленовато-желтый.

Эти данные определяют общую железистость для роговых обманок из пемз в 35—37% (Соболев, 1950).

Гиперстен также свежий, без опацифовых каемок. Выделения его не превышают 0,3—0,4 мм. Оптические константы:  $(-) 2V = 68-70^\circ, N_g - N_p = 0,010$ , плеохроизм по обычной схеме. Это соответствует содержанию 22%  $FeSiO_3$  в исследуемом ромбическом пироксене. Существенно магнезиальный состав ортопироксена, как было показано выше, характерен и для других образований нижнего вулканического комплекса Большой Удины.

Авгит образует редкие зерна,  $2V = +55^\circ$ .

Магнетит практически отсутствует. Редкие зернышки его имеются в основной массе.

**Основная масса.** Порода существенно стекловатая. Стекло бесцветное, прозрачное, со следами течения, показатель преломления 1,505. Микролитов очень мало. Структура пемзовая.

Встречаются небольшие (1—2 мм) гломеропорфиновые скопления кристаллов плагиоклаза и роговой обманки.

**Роговообманковые андезито-дациты.** Макроскопически это светло-серые и светло-розовые, мелкопористые, шероховатые на ощупь породы с хорошо заметными водяно-прозрачными выделениями плагиоклаза, черными продолговатыми кристаллами роговой обманки, мелкими зернами гиперстена и магнетита (см. табл. 8).

Плагиоклаз встречается в виде свежих, таблитчатых зерен (до 1,5—2 мм) с частой зональностью, преимущественно прогрессивного характера.

Состав вкрапленников варьирует в пределах 47—51% Ап, макролитов — 38—44% Ап. Это — самые кислые плагиоклазы, встреченные на Удинских вулканах.

Роговая обманка образует шестоватые кристаллы размером от 0,6 до 0,8, реже — до 1 мм длиной с хорошо развитыми гранями (110). Степень окисления роговой обманки даже в образцах, взятых в непосредственной близости один от другого, весьма различна, чем и объясняются значительные колебания оптических свойств этого минерала, приведенных в табл. 9.

Таблица 9

**Оптические свойства роговых обманок из роговообманковых андезито-дацитов**

Номер шифра	Ng	Nm	Np	Ng-Np	cNg	(-)2V	Плеохроизм		
							Ng	Nm	Np
79	1,745		1,700	0,045	7-12	74—76	Красно-бурый	Буро-желтый	Желтый
81	1,700	1,690	1,675	0,025	14-16	74—76	Темно-зеленый	Буровато-зеленый	Зеленовато-желтый

Общая железистость, определенная по диграмме В. С. Соболева (1950), для роговой обманки составляет 45%.

Вкрапленники роговой обманки обычно окружены опацитовой каемкой, некоторые опацитизированы целиком. Встречаются зерна роговой обманки, полностью диссоциированные на агрегат, состоящий из зерен магнетита, гиперстена и плагиоклаза. Местами по ней развивается биотит.

Гиперстена в андезито-дацитах весьма мало. Он наблюдается в виде очень мелких кристаллов (0,1—0,2 мм), окруженных тонкими опацитовыми каемками. Гиперстен отличается от ранее описанных, имея следующие оптические свойства:  $N_g = 1,694$ ,  $N_m = 1,689$ ,  $N_p = 1,682$ ,  $N_g - N_p = 0,010$ — $0,012$ ,  $(- ) 2V = 73$ — $76^\circ$ , что соответствует составу  $Fs_{24}En_{76}$ .

Магнетит присутствует только в виде вкрапленников, образуя зерна неправильной формы, размер которых не превышает 0,1—0,2 мм.

Основная масса имеет микролитовую структуру; она

либо очень мелкозернистая, либо стекловатая. Показатель преломления стекла около 1,515. В светло-кремовом стекле заключены микролиты плагиоклаза и палочки гиперстена, иногда имеющего красный цвет. В основной массе были обнаружены также кристобалит и редкие зерна апатита.

**Роговообманково-гиперстеновые андезиты куполов** ( $\text{SiO}_2 = 60-62\%$ ). Эта порода имеет хорошо выраженную порфиоровую, реже — серийно-порфиоровую структуру. Вкрапленники в породе составляют около 40% и сложены плагиоклазом, роговой обманкой, гиперстеном и авгитом (см. табл. 8).

**Плагиоклаз.** Наиболее распространены таблитчатые формы плагиоклаза; мелкие кристаллы имеют лейстовидную форму. Некоторые кристаллы достигают 1,5—2 мм в длину, но преобладают зерна размером от 0,6 до 0,8 мм. В крупных кристаллах встречаются иногда прозрачные включения каплевидной формы, располагающиеся в их центральных частях или образующие краевую кайму шириной от 0,01 до 0,03 мм. Плагиоклаз большей частью чистый, ограничения зерен четкие, следы коррозии и оплавления отсутствуют. Зональные кристаллы редки, зональность их прямая. Разница между составом ядра и внешней зоны составляет не более 3—5% An.

Вкрапленники плагиоклаза содержат 48—55% An, микролиты — 44—50% An. Таким образом, микролиты по составу отличаются от вкрапленников всего на 5—8% An.

Роговая обманка образует удлинённые шестоватые призмы длиной 1,2—0,8 мм с хорошо выраженной спайностью по (ПО). Наблюдаются поперечные разрезы с выделяющимися гранями призмы, имеющие значительно меньшие размеры (0,3—0,5 мм). Встречаются зональные кристаллы обычно с более бурым ядром. Хорошо выражен плеохроизм от красновато-бурого по Ng до бледно-буровато-желтого по Np. Другие оптические константы таковы:  $N_g = 1,750$ ,  $N_m = 1,728$ ,  $N_p = 1,698$ ,  $N_g - N_p = 0,052$ ,  $cN_g = 7-16^\circ$ ,  $(- )2V = 70-76^\circ$ .

Зерна роговой обманки обладают хорошо выраженным идиоморфизмом. Иногда она образует пойкилитовые вроски в зернах плагиоклаза. Большинство зерен диссоциировано в краевых частях с образованием магнетита, а местами наблюдаются почти полные псевдоморфозы рудного минерала по роговой обманке. В ряде случаев диссоциация сопровождалась образованием, помимо магнетита, гиперстена и ксеноморфного плагиоклаза.

Гиперстен количественно несколько уступает роговой обманке. Призматические разрезы его достигают 0,8—1 мм в длину, но преобладают зерна размером от 0,2 до 0,5 мм. Встречаются крестовидные двойники. Плеохроизм ясный от розового по Np до светло-зеленого — по Ng. На основании оптических констант  $N_g = 1,700$ ,  $N_p = 1,690$ ,  $N_g - N_p = 0,010$ ,  $(- )2V = 62-65^\circ$ , соответствует составу Fs En.

Авгит встречается сравнительно редко. Это — короткостолбчатые кристаллы размером 0,3—0,5 мм,  $2V=50-52^\circ$ ,  $cNg=42^\circ$ , плеохроизм слабый.

Магнетит наблюдается преимущественно в виде неправильных изометрических зерен, реже — в виде хорошо ограненных октаэдрических кристаллов размером от 0,08 до 0,4 мм. Магнетит входит в опацитовые каемки амфиболов и пироксенов, а также в виде мелкой сыпи усеивает основную массу. Крупные кристаллы магнетита обычно сосредоточены вблизи зерен гиперстена.

Основная масса представляет собой прозрачное бесцветное, иногда светло-кремовое стекло с показателем преломления около 1,525, в котором заключены микролиты плагиоклаза (до 20—60  $\mu$  в длину), очень редкие длиннопризматические зерна пироксена и мелкая сыпь магнетита (2—5  $\mu$ ).

В ряде шлифов в основной массе обнаружены длинные, почти шестоватые зернышки гиперстена красно-бурого цвета, аналогичные по окраске окисленной кайме ортопироксенов, по форме и окраске напоминающие роговую обманку. Подобное изменение ортопироксена под действием высокой температуры отмечает А. Н. Заварицкий (1931) в роговообманковых андезитах «Седла» на Центральном долу (Камчатка).

В стекле содержатся обильные кристаллиты в форме длинных палочек (лонгулиты). В некоторых образцах стекло местами ожелезнено.

Структура основной массы гиалопилитовая, реже — пилотакситовая.

## **ПЕТРОГРАФИЯ ЛАВ ВУЛКАНА МАЛАЯ УДИНА**

**Базальты верхнего эффузивного комплекса** ( $SiO_2=49-51\%$ ). Здесь преобладают плотные массивные породы темно-серого цвета, в которых хорошо выделяются светло-зеленый оливин и водяно-прозрачные кристаллы плагиоклаза. Пористые разности представлены шлаками красно-бурого, вишневого и черного цвета. Коэффициент пористости достигает 45—50%. Поры округлые, эллипсоидальные размером 0,5—1 мм, но встречаются и крупнее. Несмотря на различие во внешнем облике, эти породы очень сходны между собой по минералогическому составу (см. табл. 8).

Плагиоклаз встречается в виде двух четко разграниченных генераций: таблитчатых 55—60% An, обычно незональных вкрапленников размером 0,4—0,6, иногда до 1 мм, и лейстовидных микролитов 49—54% An. В некоторых шлифах имеются сильно корродированные, переполненные стекловатыми включениями кристаллы размером 0,8—1,4 мм, видимо, интрателлурического происхождения.

Оливин присутствует обычно в виде вкрапленников, в основной массе весьма редок. Среди вкрапленников преимущественным распространением пользуются идиоморфные, слабо оплавленные, сохранившие свои кристаллографические формы кристаллы размером 0,4—0,6 мм. Реже, главным образом в стекловатых разностях базальтов, наблюдаются более крупные (до 2 мм) сильно резорбированные оплавленные и переполненные стекловатыми включениями кристаллы оливина, образовавшиеся, видимо, еще в доэффузивную стадию кристаллизации. Обе генерации оливина характеризуются различными оптическими свойствами (табл. 10).

Таблица 10

**Оптические свойства оливинов**

Номер шифра	Характер выделений	$N_g$	$N_m$	$N_p$	$N_g-N_p$	$(-)\alpha V$	Молекулярный состав	
							Fa	Fo
203	Вкрапленники (интрателлур) . . .	1,735	1,605	1,795	0,040	78—80°	38—42	62—58
728	Вкрапленники . . .				0,035	86—88°		
582	Вкрапленники (интрателлур) . . .	1,719		1,683	0,036	86—88°	18—22	82—78
					0,038	80°		

Вкрапленники оливина иногда окружены реакционной каймой моноклинного пироксена.

Микролиты оливина образуют удлинённые призмы и игольчатые кристаллы, вытянутые по  $N_g$ , размером 20—40  $\mu$ .

Авгит. Вкрапленники его имеют короткостолбчатую и таблитчатую форму. Средний размер зерен 0,3—0,4 мм, но встречаются и более крупные (0,8—1 мм). Довольно часты простые двойники по первому и третьему пинакоиду. Оптические свойства минерала ( $N_g=1,713$ ,  $N_p=1,686$ ,  $N_g-N_p=0,027$ ,  $cN_g=42-43^\circ$ ,  $21V=54-56^\circ$ ) соответствуют составу  $Wo_{42}En_{58}Fs_{14}$ .

Микролиты авгита образуют относительно <sup>42</sup><sub>44</sub><sup>14</sup> крупные (до 90—100  $\mu$ ), слабо окрашенные в зеленый цвет кристаллы изометричной формы и характеризуются углами оптических осей от 53 до 56°.

Рудные минералы представлены главным образом магнетитом и единичными зернами ильменита. Последний в виде более темных пластинок распределяется в зернах магнетита.

Основная масса оливиновых базальтов обнаруживает ряд специфических особенностей. Микролиты плагиоклаза и моноклинного пироксена имеют относительно крупные размеры

(80—100  $\mu$ ) и почти изометричные формы. Очень характерны в основной массе правильные октаэдрические кристаллы магнетита. Стекло темно-бурое, черное, в хорошо раскристаллизованных разностях, прозрачное и почти бесцветное. Показатель преломления стекла 1,547. Структура основной массы микроинтерсертальная, гиалопилитовая, гиалиновая.

**Базальты лавово-пирокластического комплекса.** Несмотря на самый различный макроскопический облик, а также обилие структурных разностей, породы лавово-пирокластического комплекса характеризуются относительным постоянством петрографических свойств. Это базальты с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 51 до 53%. Среди вкрапленников присутствуют плагиоклаз, оливин, авгит, гиперстен и магнетит (см. табл. 8).

**Плагиоклаз.** Форма и размер выделений плагиоклаза самые разнообразные. Преобладают удлинённые таблитчатые и лейстовидные кристаллы размером от 0,1 до 0,8 мм. Встречаются как совершенно свежие, неоплавленные и незональные кристаллы, так и зерна сильно помутневшие, оплавленные и переполненные обильными стекловатыми включениями. Степень помутнения и резорбции весьма различны, поэтому отличить явные интрателлурические вкрапленники от вкрапленников более позднего происхождения довольно трудно. Средний номер плагиоклаза для вкрапленников 57—60. Микролиты содержат от 48 до; 54% An. В зональных кристаллах состав внешних зон аналогичен составу микролитов. Состав интрателлурических (?) вкрапленников тот же, что и вкрапленников более позднего образования.

Оливин — второй по распространенности минерал в породах этого комплекса. Размер оливиновых выделений от 0,4 до 0,6, редко до 0,8 мм, мелкие зерна более идиоморфны. Оптические свойства крупных вкрапленников —  $N_g=1,720$ ,  $N_m=1,701$ ,  $N_p = 1,684$ ,  $N_g-N_p = 0,036$ ,  $(- )2V=86^\circ$ , что соответствует составу Fa Fo. Микровкрапленники имеют меньшие углы оптических осей  $^{32}$  (82—84°).

Кристаллы оливина обычно сильно резорбированы, растресканы и переполнены многочисленными включениями стекла. По трещинам спайности часты бурые потоки окислов железа. Наблюдается замещение оливина пироксеном, главным образом гиперстеном.

Моноклинный пироксен по количеству уступает оливину. Образует идиоморфные зерна размером 0,2—0,5 мм с хорошо развитой гранью (100). Встречаются также более крупные выделения до 2 мм. По оптическим свойствам ( $N_g=1,712-1,715$ ,  $N_p = 1,683-1,687$ ,  $N_g-N_p = 0,028-0,029$ ,  $cN_g = 42,5-43^\circ$ ,  $2V = 51-52^\circ$ ) может быть отнесен к авгиту, имеющему молекулярный состав  $_{36} \text{Wo}$ ,  $_{37} \text{En}$   $_{46-49} \text{Fs}$   $_{15-17}$ .

В основной массе моноклинный пироксен присутствует в виде

продолговатых кристалликов, размером 0,01—0,05 мм, окрашенных в зеленоватый цвет,  $cNg = 45^\circ$ . В ряде случаев удалось заметить угол  $2V$ , который оказался равным 45—48°.

Ромбический пироксен. Характерной особенностью описываемых лав является повсеместное присутствие в них, наряду с оливином, также гиперстена, имеющего сравнительно хорошую сохранность. Последний был обнаружен во всех исследуемых шлифах лавово-пирокластического комплекса. Присутствует он обычно в виде вкрапленников, в основной массе весьма редок. Размер зерен от 0,2 до 0,6 мм, часты двойники. Иногда ромбический пироксен окружен микролитами моноклинного пироксена, ориентированными обычно длинной осью параллельно, призматической грани гиперстенового зерна. Оптические свойства ромбического пироксена [ $Ng = 1,706$ ,  $Np = 1,696$ ,  $Ng - Np = 0,009 - 0,010$ ,  $(-)2V = 58 - 62^\circ$ ] позволяют отнести его к гиперстену, содержащему 30—34%  $FeSiO_3$ .

Магнетит присутствует в виде сравнительно мелких (0,1—0,2 мм) идиоморфных кристаллов и ксеноморфных выделений в гломеропорфиновых сростках темноцветных минералов — в оливине и пироксене, а также пылевидных включений (размером от 0,005 до 0,001 мм) в основной массе.

В некоторых шлифах встречен гематит и ильменит.

Основная масса. Структура основной массы находится в прямой зависимости от степени раскристаллизации породы. В потоках, особенно в их центральных частях, это — микроинтерсертальная, в краевых частях потоков, а также большинстве пирокластических обломков структура микролитовая и гиалопилитовая шлаки и краевые оторочки лавовых потоков характеризуются гиалиновой структурой.

В основной массе, кроме стекла, присутствуют микролиты плагиоклаза, кристаллики пироксена, обычно моноклинного, и магнетитовая пыль. Оливин в основной массе отсутствует, гиперстен очень редок. Стекло бурое, иногда почти черное, непрозрачное. В хорошо раскристаллизованных разностях в инстерстициях между минералами присутствует очень немного почти бесцветного, совершенно прозрачного стекла, с показателем преломления 1,558. Местами в стекле наблюдаются мельчайшие палочки апатита.

Базальты даек ( $SiO_2 = 53\%$ ) — это серые и темно-серые породы, иногда с фиолетовым оттенком, с хорошо заметными крупными темно-зелеными вкрапленниками пироксена и более мелкими кристаллами оливина. Среди базальтов, слагающих дайки, выделяются две разновидности — содержащие гиперстен и почти не содержащие его. В остальном породы совершенно сходны как по структуре, так и по составу. Средний количественно-минералогический состав базальтов из даек приведен в табл. 8.

Плагноклаз. Характерной особенностью вкрапленников плагноклаза в дайках является их свежий облик, оплавленные и зональные кристаллы отсутствуют. Сравнительно часто встречаются крестообразные двойники. Вкрапленники плагноклаза содержат 57—62% An, микровкрапленники 51—54% An, микролиты 48—53% An.

Оливин. Оптические свойства оливина аналогичны вышеописанным [ $N_g = 1,715$ ,  $N_p = 1,681$ ,  $N_g - N_p = 0,034$ ,  $(- )2V = 86^\circ$ ] и отвечают молекулярному составу  $Fa Fo$ .

Однако оливин в дайках более интенсивно<sup>22</sup><sup>78</sup> изменен и замещен вторичными минералами, чем в других оливинсодержащих породах Малой Удины. Наблюдается несколько разновидностей изменения оливина, которые могут быть сведены к следующему.

1. Образование вокруг кристаллов опацитовых каемок, которые как бы препятствуют дальнейшему изменению оливина.

2. Замещение оливина (частичное или полное) хлоритовым минералом типа иддингсита. Оптические свойства последнего следующие:  $2V$  отрицательный, около  $50^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,05$ , плеохроизм резкий от бурого до желтоватого. Наблюдаются все переходы от совершенно неизменного оливина к иддингситу. Начальные стадии изменения минерала проявляются в виде слабого пожелтения зерен при параллельных николях и пятнистого понижения дифференционной окраски — при скрещиваниях.

3. Развитие по оливину неоднородных чешуйчатых минералов зеленоватого цвета. Один из них желтовато-зеленой окраски, волокнистый, с показателем преломления выше бальзама (погасание прямое, волнистое), видимо, относится к хризотилу. Другой бутылочно-зеленого цвета (не волокнистый), показатель преломления почти равен бальзаму [погасание прямое, возможно, серпентин (?)].

Кроме того, в оливине наблюдаются многочисленные прожилки и пятна кальцита, который развивается преимущественно по трещинкам.

4. Очень характерны для оливина бурые потеки гидроокислов железа. В некоторых случаях окисление происходило уже после серпентинизации, поскольку потеки распространяются вдоль волокон серпентина, в то время как иногда же, видимо, имело место обратное явление — сначала окисление шло по краям и трещинкам, а затем уже образование серпентина вдоль трещин.

Некоторые кристаллы оливина разделены по трещинкам на агрегат зерен, в промежутках между которыми кристаллизовался гипстен.

Авгит в виде крупных, до 2—3 мм, кристаллов широко распространен в дайках. Август не изменен, с частыми простыми и полисинтетическими двойниками. Оптические свойства его [ $N_g = 1,710$ ,  $N_p = 1,682$ ,  $N_g - N_p = 0,028$ ,  $cN_g = 41^\circ,5$ ,  $2V = 53—52^\circ$ ] соответствуют составу  $Wo_{39} En_{48} Fs_{13}$ .

Ромбический пироксен. Как уже отмечалось выше, этот минерал распространен в дайках очень неравномерно. Присутствует обычно в виде удлинённых кристаллов до 0,8—0,7 мм в длину и часто образует гломеропорфировые сростки с моноклинным пироксеном и магнетитом. По оптическим свойствам [ $N_g=1,702$ ,  $N_p=1,690$ ,  $N_g-N_p=0,012$ ,  $(-)2V=60^\circ$ ] он относится к гиперстену с 30%  $FeSiO_3$ .

Основная масса. Структура основной массы микролитовая, микроинтерсеральная. Стекла много, оно обычно прозрачное, бесцветное с многочисленными кристаллами,  $N=1,545$ .

Порода в зальбандах даек становится более стекловатой, с характерным черным непросвечивающимся стеклом. Самый край (7—8 мм) более раскристаллизован (больше микролитов и мелких лейст плагиоклаза, вытянутых вдоль течения) и содержит мелкие включения размером 0,1—0,2 мм.

Роговообманковый андезит дайки — это серая с синеватым оттенком массивная порода с хорошо заметными кристаллами роговой обманки до 3—4 мм длиной и более частыми вкраплениями плагиоклаза размером 1—2 мм. В незначительных количествах содержатся гиперстен, магнетит и авгит (см. табл. 8).

Плагиоклаз присутствует в виде сравнительно крупных таблитчатых кристаллов, частично оплавленных и раздробленных. Вообще характерно обилие обломков кристаллов. Плагиоклаз незональный, стекловатые включения весьма редки. По составу он относится к основному лабрадору (67—70%  $An$ ).

Роговая обманка имеет почти изометричные очертания, с размером зерен 1,5—2 мм, но встречаются и крупнее. Обычно зерна ее имеют опалитовую кайму толщиной 0,010—0,030 мм. Встречаются целиком дислоцированные кристаллы, превратившиеся в агрегат, состоящий из магнетита, плагиоклаза и ромбического пироксена. Роговая обманка нередко замещает гиперстен. Чаще всего это замещение выражено явно, и границы между минералами достаточно четкие (рис. 14), реже переход гиперстена в роговую обманку постепенный, граница между ними не просматривается и устанавливается лишь по изменению ориентировки спайности.

По оптическим свойствам [ $N_g=1,750$ ,  $N_p=1,701$ ,  $N_g-N_p=0,049$ ,  $cN_g=8-9^\circ$ ,  $(-)2V=74^\circ$ ] минерал относится к базальтической роговой обманке.

Плеохроизм от красно-бурого по  $N_g$  до светло-буровато-желтого — по  $N_p$ .

Гиперстен сравнительно редок. Размер зерен 0,6—0,8 мм. Оптические свойства гиперстена:  $2V=-58^\circ$ ,  $-60^\circ$ ,  $N_g-N_p=0,011-0,012$ , плеохроизм по обычной схеме. Эти свойства отвечают содержанию 30—33%  $SiO_2$  в исследуемом ортопироксене.

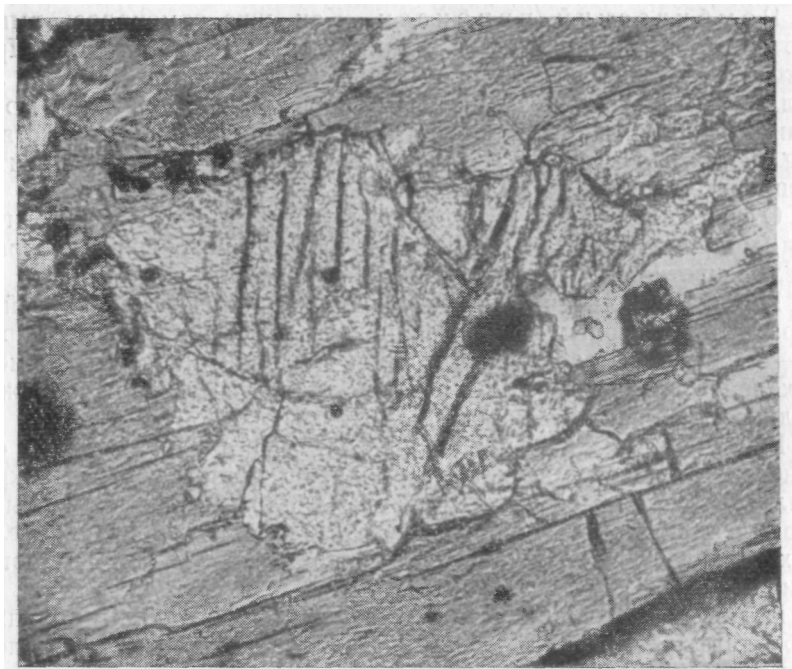


Рис. 14. Замещение гиперстена роговой обманкой в роговообманковом андезите. Увеличение 160, при одном никеле

Авгит. Встречено два зерна авгита размером 0,2—0,3 мм,  $2V=+51^\circ$ ,  $+52^\circ$ .

Магнетит присутствует в виде неправильных зерен размером 0,2—0,3 мм.

Основная масса представляет сильно разложенное стекло ( $N=1,522$ ), с включенными в нем микролитами плагиоклаза, гранулами гиперстена, местами замещенного хлоритовым минералом и пылеватыми выделениями магнетита. Отличительной особенностью основной массы является присутствие в ней значительного количества кристобалита — до 2% (от объема всей породы). Кристобалит слагает неправильные участки среди стекла, а также образует довольно правильные шестигранные таблички. Характеризуется черепитчатым строением. Показатель преломления 1,483 (по автору), 1,485 (по Влодавцу). В. И. Влодавец (1940) считает, что шестигранные таблицы принадлежали ранее, по-видимому, тридимиту, тем более, что при скрещенных николях они погасают копьевидными участками.

Роговообманковые андезиты экструзивных куполов представляют собой светло-серые или розовые тонкозернистые

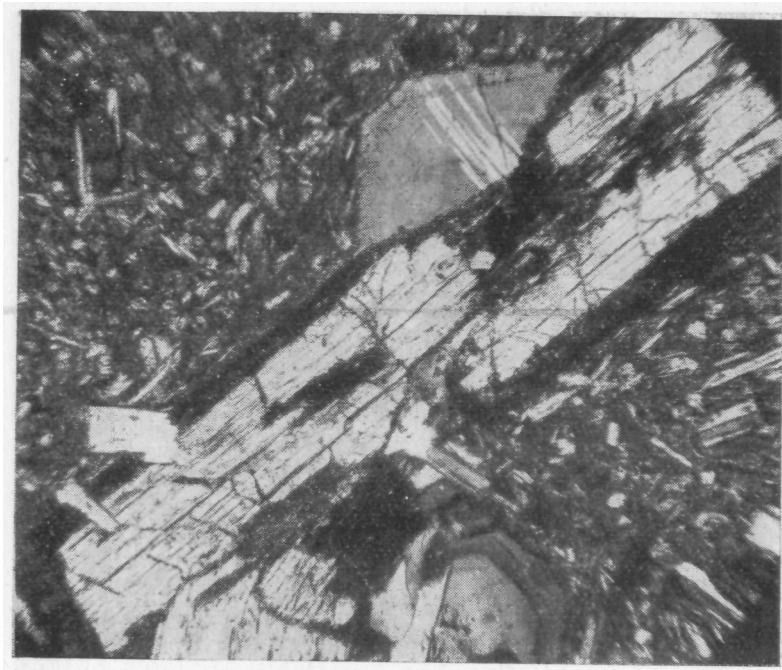


Рис. 15. Характер взаимоотношения роговой обманки и плагиоклаза I генерации в роговообманковом андезите купола Северного. Увеличение 60, николи скрещены

породы, с различными продолговатыми почти черными кристаллами роговой обманки и очень мелкими табличками водяно-прозрачного плагиоклаза (см. табл. 8).

Плагиоклаз встречается здесь в виде изометрических таблитчатых зерен, очень разнообразных по размеру — от 0,1 до 0,9 мм, преобладают выделения 0,2—0,3 мм. Большинство кристаллов зональные, почти всегда зональность многозональная с большим количеством очень тонких и нередко выделяющихся зон. Встречаются гломеропорфировые скопления: плагиоклаз + призмы гиперстена и магнетит. Некоторые из них, возможно, остатки целиком разложившейся (диссоциированной) роговой обманки. По составу вкрапленники плагиоклаза относятся к основному андезину-лабрадору № 46—58, микролиты — к андезину № 40—48.

Роговая обманка образует крупные шестоватые вкрапленники до 2—4 мм в длину (рис. 15), преобладают кристаллы длиной 0,4—0,6 мм. Она сильно опацифицирована, мелкие зерна полностью, крупные в своих центральных частях сохранили неизменные участки. Оптические константы ее таковы:  $N_g = 1,752$ ,  $N_p = 1,705$ ,  $N_g - N_p = 0,047$ ,  $cN_g = 9-12^\circ$ ,  $(-)\text{2V} = 72-75^\circ$ . Плео-



Рис. 16. Основная масса роговообманкового андезита купола Северного. Увеличение 30, при одном никеле

хроизм по  $N_g$  — красно-бурый, бурый, коричневый, по  $N_m$  — желтовато-бурый, по  $N_p$  — бледно-желтый, светло-бурый. Зональные кристаллы (они очень редки) имеют более темное ядро.

Гиперстен встречается в виде микровкрапленников (при количественно-минералогическом подсчете вошел в основную массу), имеющих форму длиннопризматических кристаллов с хорошо развитыми призматическими гранями и менее развитыми пинакоидальными. Гиперстен выделялся после образования крупных вкрапленников плагиоклаза, которые буквально пронизаны многочисленными призмами гиперстена. Более поздние генерации плагиоклаза, видимо, кристаллизовались почти одновременно с гиперстеном. Оптические свойства гиперстена следующие:  $(-)2V=61-63^\circ$ ,  $N_g-N_p = 0,010-0,012$ , плеохроизм обычный. Эти данные отвечают составу гиперстена с содержанием 26—28%  $FeSiO_3$ . В окисленных разностях андезитов микровкрапленники гиперстена окрашены в бурый цвет (рис. 16).

Основная масса обладает микролитовой структурой, обусловленной присутствием микролитов плагиоклаза № 42—48,

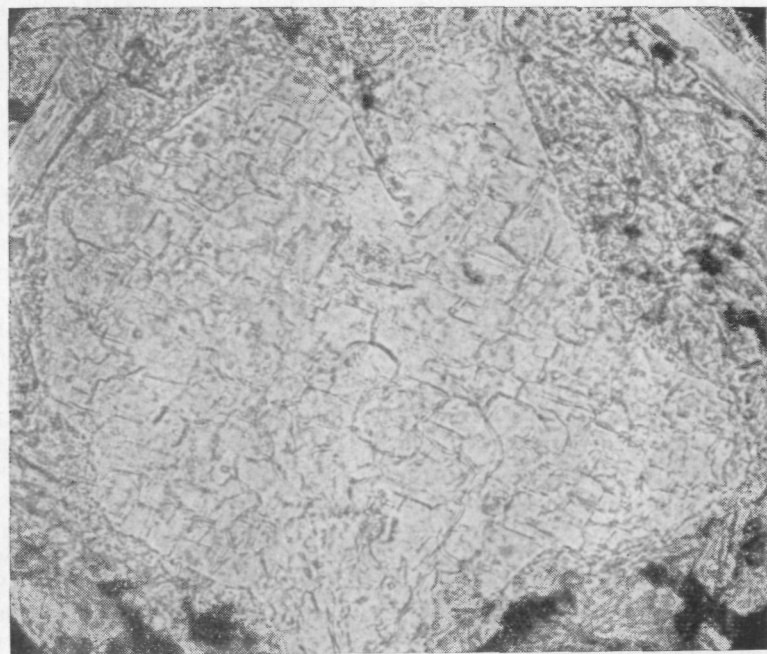


Рис. 17. Кристобалит в основной массе роговообманкового андезита. Увеличение 320, при одном никеле

размером 20  $\mu$ , редких зернышек пироксена (гиперстена) и стекла. Последнее прозрачное, чаще бесцветное, иногда окрашено в кремовый цвет, обильно переполнено кристаллитами. Показатель преломления стекла — 1,530. Многочисленные микроскопические пустотки в основной массе частично или целиком выполнены кристобалитом (рис. 17), имеющим черепитчатое строение,  $N = 1,486$ .

Среди пирокластических образований базальтового состава вершинной части вулкана выделяются:

Красные туфы, состоящие из небольших (1—3 мм) обломков бурого окисленного базальта, плотно сцементированных песком и пеплом того же состава. Обломки представлены оливковыми базальтами с гиалопилитовой, гиалиновой и микролитовой структурой основной массы. Содержание  $\text{SiO}_2$  в этих обломках, определенное по показателю преломления искусственного стекла, составляет 48—50%. В цементе преобладают обломки бурого и черного стекла, встречаются кристаллы авгита, реже — гиперстена.

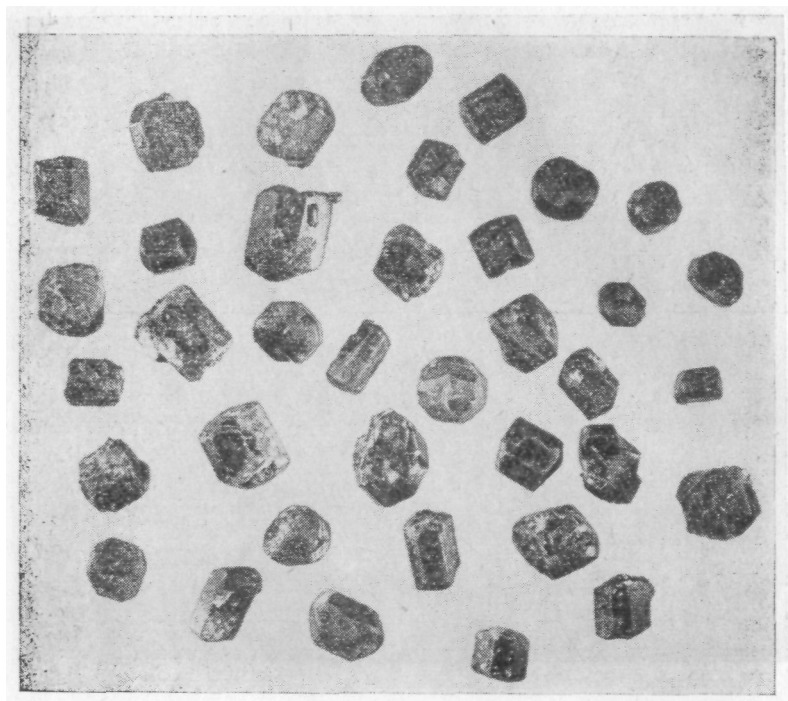


Рис. 18. Кристаллы авгита из красных туфобрекчий.  
Увеличено в 2 раза

Серые туфобрекчий сложены угловатыми и частью округлыми обломками темно-серой лавы, заключенными в плотный пепловый цемент серого цвета. Состав обломков и цемента базальтовый. Среди обломков преобладают базальты с микроинтерсертальной структурой основной массы. Менее распространены стекловатые базальты с гиалиновой структурой. Содержание  $\text{SiO}_2$  в обломках варьирует от 49 до 52% (определено по показателю преломления корольков). В цементе много обломков кристаллов относительно свежего авгита ( $2V =$  от  $54$  до  $56^\circ$ ), сильно помутневшего гиперстена ( $2V =$  от  $-60$  до  $-62^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,010$ ) и почти целиком опациitizedированного оливина. Кристаллы обычно окружены каемками бурого или черно-бурого вулканического стекла.

Красные туфобрекчий. Обломки, составляющие около 30% породы, представлены в различной степени раскристаллизованными базальтами, содержащими 50—53%  $\text{SiO}_2$ . Преобладают обломки пород с интерсертальной структурой основной массы. Цемент сложен пепловыми частицами, состоящими из обломков

вулканического стекла, пород и кристаллов, главным образом авгита и плагиоклаза (№ 56—64). Последний обычно окружен каемкой бурого и полупрозрачного стекла.

Как уже отмечалось выше, характерной особенностью вершинных красных туфобрекчий является присутствие в них хорошо ограненных кристаллов авгита (рис. 18) размером 3—6 мм.

Кристаллы короткостолбчатой формы с хорошо развитыми гранями призмы (ПО), с острыми продольными и оглаженными поперечными ребрами. Часты двойники по (110). Цвет кристаллов черный, буровато-черный, блеск стеклянный, излом раковистый, твердость около 5. Оптические свойства минерала ( $N_g = 1,716$ ,  $N_m = 1,701$ ,  $N_p = 1,694$ ,  $N_g - N_p = 0,26$ ,  $cN_g = 41^\circ,5$ ,  $2V = 56^\circ$ ) позволяют определить его как авгит, содержащий 42%  $W_0$ , 44%  $E_n$  и 14%  $F_s$  (Веселовская, 1950).

Химический анализ (см. табл. 20) также подтверждает принадлежность описываемого пироксена к авгиту.

Выбросы изолированных кристаллов авгита (кристаллы-лапиллы, по Ритману, 1964) были отмечены при извержениях ряда вулканов: Этны (Franco, 1930; Ronte, 1914), Стромболи (Kozu, Washington, 1918; Brun, 1927), Везувия (Washington, Merwin, 1921) и т. д. Вашингтон и Мервин для объяснения образования свободных кристаллов авгита на вулкане Везувий придерживаются гипотезы генезиса пироксенитов, предложенной Лакруа (Lacroix, 1893), который считает их глубинными гомеогенными образованиями, сформировавшимися в результате краевой кристаллизации. Согласно Боуэну (Bowen, 1928), автоморфные кристаллы отделяются от расплава гравитационно, т. е. в зависимости от удельного веса они должны тонуть или, наоборот, всплывать. Однако все эти объяснения по существу касаются только вопроса накопления, обогащения расплава выделившимися кристаллами и обходят вопрос об отделении кристаллической фазы от остального расплава во время извержения.

На вулкане Малая Удина значительного обогащения расплава кристаллами пироксена не происходило. У этого вулкана лавы предшествующих фаз извержений также содержали значительное количество относительно крупных кристаллов авгита; в самих красных туфобрекчиях встречаются обломки базальта с многочисленными кристаллами авгита.

Механизм формирования изолированных кристаллов авгита представляется нам следующим образом. Во время перерыва в деятельности вулкана в жерловой части последнеобразовалась пробка из частично раскристаллизованного базальта. Одновременно в жидких частях расплава происходили выделение и рост кристаллов авгита. Сильный взрыв, разрушивший жерловую пробку плотных пород, также выбросил на поверхность газово-жидкую фазу, содержащую уже затвердевшие кристаллы авгита. Отделение последних от жидкого расплава произошло уже в

воздухе, в результате аэродинамических напряжений в процессе эксплозии.

Желтый литокластический туф. Среди обломков встречаются: 1) пористый базальт с гиалиновой структурой основной массы. Стекло почти черное, лишенное кристаллитов и микролитов. Вкрапленники представлены плагиоклазом (лабрадор) и оливином. Поверхность пор покрыта налетом беловатого аморфного вещества с волнистым погасанием; 2) базальт массивной сложенности с гиалопилитовой и микролитовой структурой основной массы. Среди вкрапленников присутствуют плагиоклаз, авгит, оливин, гиперстен; 3) отдельные кристаллы плагиоклаза, авгита, оливина и гиперстена. Чистые кристаллы встречаются очень редко и обычно окружены небольшой каемкой стекла. Гиперстен и особенно авгит не изменены, а оливин сильно оплавлен и опацифицирован.

### ГОМЕОГЕННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

В андезитовых и андезито-дацитовых лавах Удинских вулканов широко распространены гомеогенные включения. Наибольшее количество их наблюдается в породах куполов; в потоках они встречаются сравнительно редко. Среди гомеогенных включений выделяется несколько разновидностей.

1. Небольшие включения овальной формы, несколько отличающиеся по цвету (чаще темнее) и зернистости от вмещающей породы. По размеру преобладают включения, имеющие 1—3 см в диаметре, но встречаются и более крупные. По минералогическому составу они в основном аналогичны вмещающей породе. Это порфириновые породы с вкрапленниками плагиоклаза (50—58% An), роговой обманки (чаще базальтической), гиперстена и магнетита. В отличие от вмещающей породы, где гиперстен свежий, здесь он несколько ожелезнен, особенно по трещинам и в краевых частях. Интенсивнее опацифицирована роговая обманка. Структура основной массы более мелкозернистая. Ниже сопоставляются составы (в объемных процентах) включения и вмещающей породы:

Составные части	Включение (образец За)	Вмещающая порода (образец 1)
Вкрапленники . . . . .		
Плагиоклаз . . . . .	29,5	31,8
Роговая обманка . . . . .	4,9	5,7
Гиперстен . . . . .	3,5	3,4
Магнетит . . . . .	1,8	2,1
Основная масса . . . . .	60,3	57,0

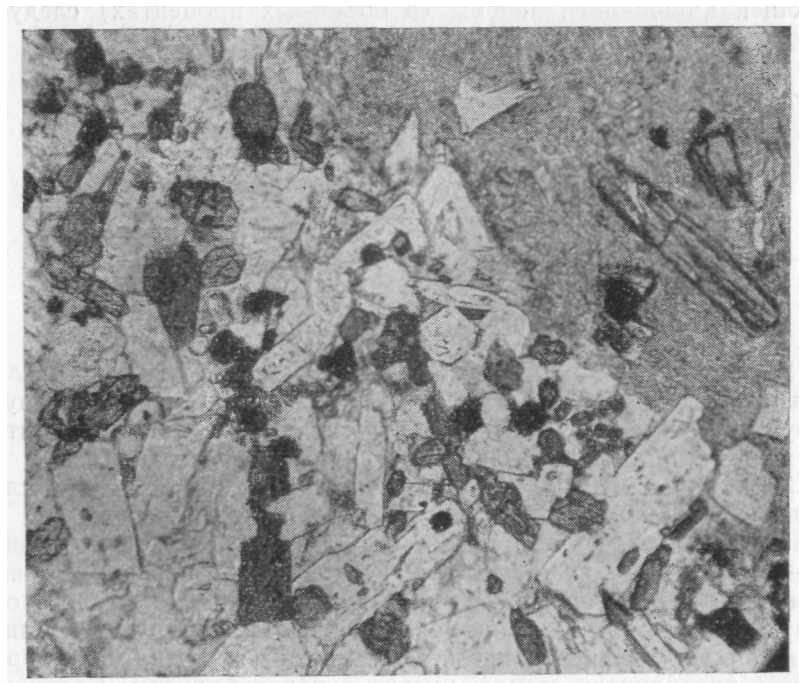


Рис. 19. Контакт гомогенного включения (2-й тип) с вмещающим роговообманковым андезитом. Увеличение 60, при одном николе

Согласно классификации Лакруа (Lacroix, 1893), описываемые включения относятся к синморфным (одинаковое строение с вмещающей породой) гомологичным (одинаковый состав) гомогенным включениям.

2. Включения по форме, размерам и минеральному составу подобные включениям первого типа. Порфировая структура в них выражена слабо (рис. 19). Среди вкрапленников — плагиоклаз (50—62% An) и базальтическая роговая обманка. Основная масса (если так ее можно назвать) сложена сеткой беспорядочно ориентированных лейст плагиоклаза (50—60% An) одинакового размера (150—200  $\mu$ ), в промежутках между которыми заключены призмы гиперстена  $[(-)2V=60-62^\circ]$  и зерна магнетита. Стекла много, оно светло-кремовое, свежее, без кристаллов.  $N=1,536$ , имеется кристобалит. Встречаются округлые поры. Контакт с вмещающей породой четкий, но «рыхлый», свидетельствующий о сходном пластичном состоянии контактирующих пород на границе сред. Соотношение составных частей и некоторых характеристик минералов включения этого типа и соответст-

вующей вмещающей породы (в объемных процентах) следующей:

Составные части	Включение (образец 86з)	Вмещающая порода (образец 86)
Вкрапленники		
Плагноклаз . . . . .	48,3 (50—62 % An)	29,9 (50—55 % An)
Роговая обманка . . . . .	8,6	6,2
Гиперстен . . . . .	4,8	3,3
Магнетит . . . . .	5,6	2,3
Основная масса . . . . .	32,5	59,3

В классификации Лакруа включения второго типа наиболее близки к плезиоморфным (имеющим сходную, но не одинаковую структуру с вмещающей породой) гомологичным, частично антилогичным (иной минеральный состав) протосегрегациям.

3. Включения овальной формы до 3—4 см в диаметре, сложенные полнокристаллической породой (рис. 20), состоящей из плагноклаза (54—5% An), роговой обманки, гиперстена  $[(-)2V=60-64^\circ]$  и многочисленных зерен магнетита. Роговая обманка базальтическая, кроме самостоятельных выделений, образует реакционные каемки вокруг гиперстена. Структура близка к панидиоморфнозернистой. В интерстициях очень мало буроватого прозрачного стекла, иногда с кристобалитом. Количественно-минералогический подсчет в гомеогенном включении и в соответствующей вмещающей породе (в объемных процентах) дал следующие результаты:

Составные части	Включение	Вмещающая порода
Вкрапленники		
Плагноклаз . . . . .	52,4 (54—66 % An)	29,9 (50—55 % An)
Роговая обманка . . . . .	14,6	6,2
Гиперстен . . . . .	8,2	3,3
Магнетит . . . . .	6,2	2,3
Основная масса (стекло) . . . . .	18,6	59,3

Мало отличаясь от окружающей породы по минералогическому составу (более основной плагноклаз, богатство рудными зернами), эти включения имеют совершенно особую структуру, резко отличную от структуры окружающей породы (гомеогенные включения алломорфного типа, по Лакруа).

4. Зональные включения. Одно из таких включений размером 5x7 см было найдено в роговообманковых андезитах Восточного купола. Внешняя зона включения сложена сильно стекловатой породой с отдельными кристаллами плагноклаза (52—64% An)

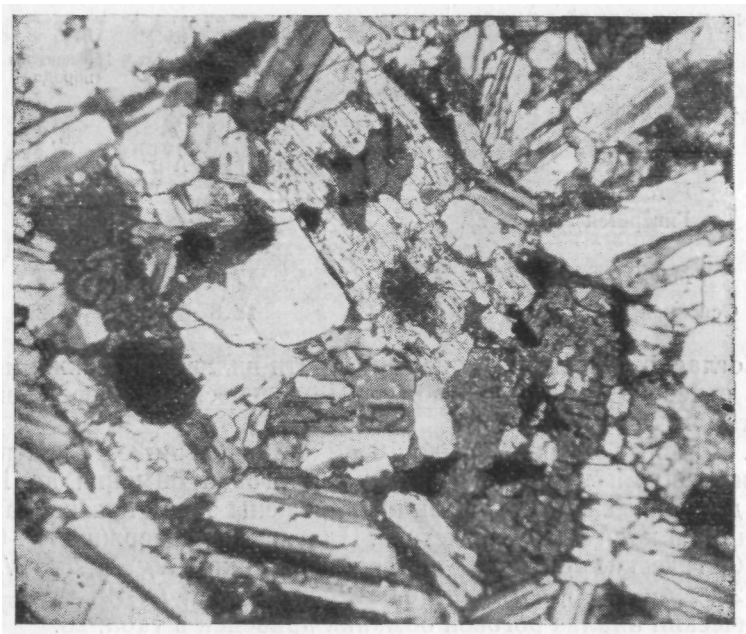


Рис. 20. Гомогенное включение (3-й тип). Увеличение 70, николи скрещены

и гиперстена. Гиперстен окисленный, красно-бурого цвета. Далее к центру включения гиперстен исчезает, появляется роговая обманка, при этом зерна ее вытянуты вдоль границы включения. Центральная часть включения представляет собой агрегат, состоящий из беспорядочно ориентированных зерен плагиоклаза, гиперстена и в меньшем количестве роговой обманки. На контакте включения с вмещающей породой имеется тонкий прослой свежих кристаллов плагиоклаза и роговой обманки. Включения эти своеобразны и не соответствуют ни одному из типов в классификации Лакруа. Не исключено, что они являются ксенолитами из подстилающих пород.

5. Включения неправильной формы и значительных размеров ( $1 \times 2$  м), состоят из агрегата таблитчатых зерен плагиоклаза (№ 56—71) и шестоватых кристаллов частично опациitized роговой обманки. Плагиоклаз содержит обильные включения стекла, часто зональный. Роговая обманка кристаллизовалась, видимо, в начальную стадию, так как во многих случаях она оказалась включенной в зерна плагиоклаза. Гиперстен присутствует в виде длинных ярко-бурых неплеохроичных зерен  $[(-)2V = 60-63^\circ]$ . Стекла мало. Результаты количественно-минералогического подсчета включения и вмещающей породы (в объ-

емных процентах) приведены ниже:

Составные части	Включение	Вмещающая порода
Вкрапленники . . . . .		
Плаггиоклаз . . . . .	41,4 (56—71 % An)	28,3 (48—55 % An)
Роговая обманка . . . . .	22,3	5,7
Гиперстен . . . . .	6,3 (28—30 % Fs)	3,2 (28—32 % Fs)
Магнетит . . . . .	7,2	1,6
Основная масса . . . . .	12,8	61,2

Согласно классификации Лакруа, эти включения также могут быть отнесены к алломорфному, гомологическому (переходному к антилогичному) типу.

6. Крупные включения до 10 см в поперечнике, сложенные значительными по размеру зернами роговой обманки до 1,5—2 см длиной, между которыми расположены зерна плаггиоклаза и в меньшем количестве магнетита. Плаггиоклаз содержит 56—68% An. Оптические свойства роговой обманки:  $N_g = 1,754$ ,  $N_m = 1,728$ ,  $N_p = 1,690$ ,  $N_g - N_p = 0,064$ ,  $cN_g = 5-7^\circ$ ,  $(-)\ 2V = 76-77^\circ$ . Химический анализ роговой обманки приведен в табл. 28.

Из описанных включений наиболее распространены включения второго типа, они встречаются во всех куполах Удинских вулканов. Часты включения третьего и шестого типов. Включения пятого типа характерны только для купола Восточного (Большая Удина). В некоторых ограниченных участках южного склона этого купола они даже преобладают по объему над вмещающей породой. Зональные включения четвертого типа представлены единичными образцами.

Гомеогенные включения распределяются во вмещающих породах очень неравномерно; местами их очень много, а местами они почти отсутствуют. Некоторое представление о распределении гомеогенных включений в экструзивных лавах можно получить из следующих данных (взяты участки, наиболее обогащенные гомеогенными включениями):

Участки с гомеогенными включениями	Купол Восточный (южный склон)	Купол Шеховатый (юго-западный склон)	Купол Восточный (юго-восточный склон)
Общая площадь $S$ , $M^2$ . . . . .	2,7	1,8	2,4
Количество включений . . . . .	78	53	31
Площадь, занимаемая включениями $S_p$ , $M^2$ . . . . .	0,02	0,016	0,009
Отношение $S_p/S$ , % . . . . .	0,7	0,8	0,35
Типы включений . . . . .	2, 3, 6	2, 3	2, 3, 5

Все описанные включения заключены в роговообманковые андезиты экструзивных куполов Удинских вулканов. В гиперстеновых и роговообманково-гиперстеновых андезитах потоков центрального конуса Большой Удины также наблюдаются гомеогенные включения, однако здесь их сравнительно мало. Они почти не отличаются по форме, размерам и структуре от ранее описанных включений, но характеризуются иным составом темновесных минералов (отсутствует роговая обманка, присутствует гиперстен и небольшое количество моноклинного пироксена). По сравнению с вмещающей породой эти включения имеют более основной состав.

Суммируя все сказанное о гомеогенных включениях, можно отметить следующее:

1. Наибольшее количество гомеогенных включений наблюдается в экструзивных лавах Удинских вулканов, где местами они составляют до 0,7—0,8% общего объема породы.

2. Преимущественным распространением пользуются включения, имеющие близкий минералогический состав с вмещающей их породой и существенно отличающиеся от нее по структуре, т. е. алломорфные гомологичные, частью антилогичные включения, по классификации Лакруа.

Таблица 11

**Химические анализы гомеогенных включений**

Компоненты	Гомеогенные включения				Вмещающая порода, образец 32
	образец 675-1 (3-й тип)	образец 675-а (3-й тип)	образец 34 (5-й тип)	образец 36 (6-й тип)	
SiO <sub>2</sub>	53,26	55,96	50,96	40,62	60,00
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,65	0,74	0,76	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,53	16,49	17,90	17,55	18,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,26	8,19	12,99	16,55	3,73
FeO	2,24	2,84	0,67	1,63	2,90
MnO	—	—	0,20	—	0,14
MgO	4,88	3,87	5,10	8,44	2,66
CaO	8,40	7,56	8,68	11,30	6,10
Na <sub>2</sub> O	3,18	3,04	2,13	2,34	3,83
K <sub>2</sub> O	1,03	1,13	0,48	0,53	1,97
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,00	0,06	0,00	0,27
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,61	0,40	0,30	0,33	—
<b>Сумма</b>	<b>99,31</b>	<b>100,13</b>	<b>100,21</b>	<b>100,05</b>	<b>100,88</b>
<b>Аналитик</b>	Г.Ф.Некрасова	Г.Ф.Некрасова	Н..С.Скорохова	Г.Ф.Некрасова	И..В.Никитина

3. Гомеогенные включения имеют обычно более основной по сравнению с вмещающей породой состав, что минералогически проявляется в более основном характере плагиоклаза и высоком содержании темноцветных и рудного, а также (подтверждается химическими анализами (табл. 11). Для сравнения там же приведены анализы вмещающих пород.

4. Характерной особенностью описанных включений является присутствие в них чистого, прозрачного, относительно кислого стекла (без кристаллитов) и кристобалита. Это, а также наличие пор подтверждает, что включения оформились в достаточно обогащенной газом среде.

### **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ**

Плагиоклаз. В лавах Удинских вулканов развиты четыре генерации плагиоклаза. I генерация представлена крупными (0,8—3 мм) зональными вкрапленниками. Характерной особенностью последних является наличие ядра, насыщенного мельчайшими включениями стекла. Контуры внутренних частей вкрапленников носят явные следы резорбции. Ядра окружены зональным плагиоклазом. Характер границ между отдельными зонами неровный, с затеками и заливами, также свидетельствует об имевших место явлениях вторичного расплавления. II генерация — это также довольно большие (0,5—1,8 мм) зерна, обычно зональные, но в отличие от предыдущей генерации лишены ядра, насыщенного стеклом. Преобладающая форма выделений плагиоклаза II генерации таблитчатая. К III генерации относятся лейсты и микровкрапленники, представляющие переходную форму между вкрапленниками и микролитами. Последние рассматриваются как IV генерация.

Следует отметить, что граница между отдельными генерациями вкрапленников иногда бывает затусована. Также встречаются случаи выпадения отдельных генераций.

Содержание плагиоклаза в породах Удинских вулканов показано в табл. 12, из которой видно, что во всех группах пород плагиоклаз является господствующим минералом. Суммарное содержание его колеблется от 25,4 до 70,3%, при этом количество плагиоклаза в породах основного состава (с  $\text{SiO}_2$  от 51,0 до 56,7%) оказывается заметно большим (38,6—70,3%), чем в породах среднего состава (с  $\text{SiO}_2$  от 58,1 до 65,1%), где оно колеблется от 25,4 до 44,9%.

Разница между двумя упомянутыми группами пород еще более четко выступает в количественном соотношении плагиоклаза вкрапленников (I, II, III генерации) и микролитов. Так, если в лавах основного состава (базальты, андезито-базальты, двупироксеновые андезиты) наблюдается явное преобладание мик-

Таблица 12

## Содержание плагиоклаза в породах Удинских вулканов

Порода	SiO <sub>2</sub> , %	Содержание плагио- клаза от всей массы породы (объемн. проценты)			Отно- шение вкрап- ленни- ков к микро- литам
		вкрап- ленники	микро- литы	сумма содерж.	
Базальты Большой Удины . . . .	51,14-51,21	17,6	30,3	47,9	0,58
Базальты лавового-пирокластического комплекса Малой Удины . . . .	51,00-52,10	17,0	26,5	43,5	0,68
Базальты даек Малой Удины . . . .	53,30	32,6	?	?	?
Андезито-базальты Большой Удины	53,68	17,5	21,1	38,6	0,83
Двупироксеновые андезиты Большой Удины . . . . .	56,40—56,62	22 0	48,3	70,3	0,46
Гиперстеновые андезиты Большой Удины . . . . .	58,15—60,06	28,6	16,3	44,9	1,75
Роговообманково-гиперстеновые анде- зиты Большой Удины . . . . .	58,69—60,00	25,3	7,6	32,9	3,33
Роговообманковый андезит из дайки Малой Удины . . . . .	58,08	35,7		?	?
Роговообманково-пироксеновые анде- зиты экструзивных куполов Боль- шой Удины . . . . .	60,00—61,70	30,9	13,0	43,9	2,38
Роговообманковые андезиты экстру- зивных куполов Малой Удины	61,09—61,62	29,0	?	?	?
Роговообманковые андезиты-дациты Большой Удины . . . . .	65,07	15,7	9,7	25,4	1,60

ролитов над вкрапленниками (К. В.<sup>5</sup> от 0,46 до 0,83), то более кислые породы характеризуются обратным соотношением (К. В. от 1,6 до 2,93). При этом указанное увеличение коэффициента для средних лав происходит главным образом за счет изменения количественного содержания микролитов (7,6—16,3% в средних и 21,1—48,3% — в основных огородах). Количество же вкрапленников в обеих группах пород варьирует в одних и тех же пределах (15,7—35,7 в средних и 17,0—32,6 — в основных). Однако можно отметить четкое и существенное увеличение количества вкрапленников в лавах с SiO<sub>2</sub> от 58,0 до 61,7% по сравнению с более основными породами. Если в последних среднее количество плагиоклаза составляет 21,8%, то в андезитах — 29,3%.

Известно, что значительная часть микролитов образуется в течение постэффузивной стадии раскристаллизации. Учитывая это, можно предполагать, что разница в количественном содержании микролитовой фракции связана с различиями в скорости кри-

<sup>5</sup> К. В.— коэффициент выкристаллизации, представляющий отношение процентных количеств вкрапленников и микролитов.

## Средний состав плагиоклаза в различных породах Удинских вулканов

Группы пород	Порода	SiO <sub>2</sub> , %	Генерация, % An		
			вкрапленники (I + II генерации)	лейсты	микролиты
Базальты, андезито-базальты	Базальты лавово-пирокластического комплекса . . . . .	51,1	59	55	52
	Базальты . . . . .	52,5—53,9	67		48
	Базальты даек . . . . .	53,3	60	51	
	Андезито-базальты . . . . .	52,5—53,7	70	64	61
Андезиты	Двупироксеновые андезиты . . . . .	55,5—56,6	63	53	5 0
	Древние андезиты . . . . .	56,3—58,7	58		48
	Гиперстеновые андезиты . . . . .	58,1—60,1	54	50	47
	Роговообманково-гиперстеновый андезит . . . . .	58,7	46	42	
	Роговообманковые андезиты . . . . .	60,0—61,4	56		
	Роговообманковые андезиты из куполов . . . . .	61,1—61,6	53		50
Андезито-дациты	Роговообманковые андезито-дациты . . . . .	65,1	48	—	42

сталлизации в излившихся лавах. Согласно Ритману (1964), в вязких, медленно охлаждающихся лавах скорость кристаллизации будет гораздо ниже, чем в жидких и быстро охлаждающихся основных лавах.

Состав плагиоклаза. В табл. 13 приведены средние составы различных генераций плагиоклаза в отдельных группах пород. При рассмотрении таблицы обращает внимание резко повышенная (соответствующая базальту) основность плагиоклаза E роговообманковых андезитах из дайки.

Следует указать также и на то, что в целом состав плагиоклаза в андезитах кажется несколько более основным, чем это можно было бы предполагать, исходя из его химического состава. Фактически наблюдаемые колебания в составе плагиоклазов (69—46% An во вкрапленниках и 50—47% An — в микролитах) в андезитах Удинских вулканов, судя по сводке Г. А. Рашина (1962), более соответствуют андезито-базальтам (с SiO<sub>2</sub> 54—56%), у которых состав плагиоклаза вкрапленников имеет от 67 до 45% An и микролитов — от 64 до 43% An.

На диаграмме (рис. 21) показано изменение состава плагиоклаза в различных генерациях в зависимости от кислотности лав.

Из диаграммы видно, что фигуративные точки, отражающие содержание анортитовой составляющей во вкрапленниках, лейстах и микролитах, образуют три четко оконтуривающиеся параллельные зоны, каждая из которых соответствует одной из перечисленных генераций плагиоклаза.

Амплитуда колебания состава плагиоклаза в породах различной кислотности оказывается устойчивой, о чем свидетельствует неизменная ширина каждой из зон на всем ее протяжении.

Зоны, соответствующие перечисленным генерациям плагиоклаза, по отношению друг к другу, смещены в сторону увеличения основности плагиоклаза от микролитов к вкрапленникам. При этом амплитуда смещения зоны вкрапленников по отношению к зоне лейст оказывается заметно большей, чем последняя по отношению к зоне микролитов. Наличие трех частично наложенных зон несомненно является прямым следствием последовательного выделения трех генераций плагиоклаза в условиях постепенно уменьшающейся основности остаточного расплава и свидетельствует о том, что выделение плагиоклаза происходило на всех этапах кристаллизационного процесса.

Близкое совпадение зон микролитов и лейст указывает на то, что образование последних совпадает с началом кристаллизации микролитов и скорее всего в момент резкого изменения физико-химических условий в начале эффузивной стадии.

На диаграмме (см. рис. 21) даны также кривые, приближенно отражающие изменение среднего состава в различных генерациях плагиоклаза. Можно отметить намечающееся небольшое увеличение разницы в содержании анортитовой составляющей во вкрапленниках и микролитах (линии I и II) с увеличением основности пород. Линии II и III параллельны, что опять-таки подчеркивает совпадение времени формирования лейст и микролитов.

Неоднократно указывалось на отклонение фактического номера плагиоклаза от нормативно рассчитанного, обусловленного химическим составом данной эффузивной породы (Преображенский, 1937; Рашин, 1962; Набоко, 1962). На диаграмме (рис. 22) показано соотношение нормативного состава с действительными установленными оптическими измерениями. Наблюдаемое заметное завышение фактического номера плагиоклаза (как для вкрапленников, так и для микролитов) по отношению к расчетному указывает на наличие промежуточных неравновесных этапов во время кристаллизации в системе  $Ab-An$  при относительно быстром охлаждении вязкого силикатного расплава.

Зональность плагиоклаза имеется во всех интрателлурических вкрапленниках и в большинстве вкрапленников II генерации. Разница между содержанием анортитовой молекулы в ядрах и краевых частях вкрапленников колеблется в пределах

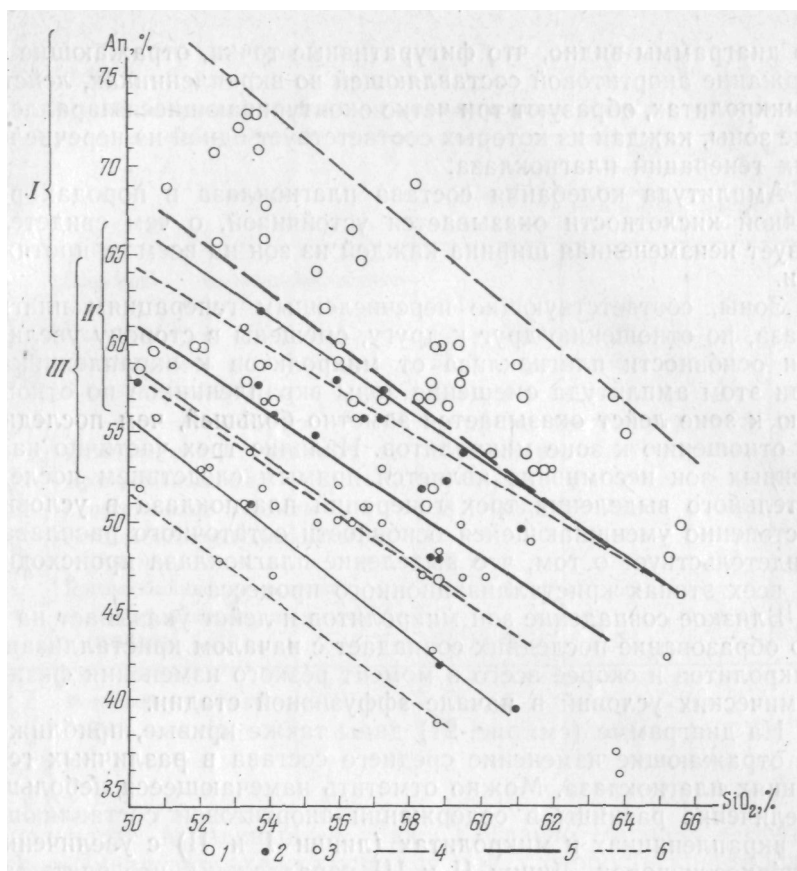


Рис. 21. Изменение состава плагиоклаза разных генераций в зависимости от кислотности в лавах Удияских вулканов

1 — вкрапленники; 2 — лейсты; 3 — микролиты; 4 — границы для вкрапленников; 5 — для лейст; 6 — для микролитов. Толстыми линиями даны кривые изменения среднего состава в различных генерациях плагиоклаза

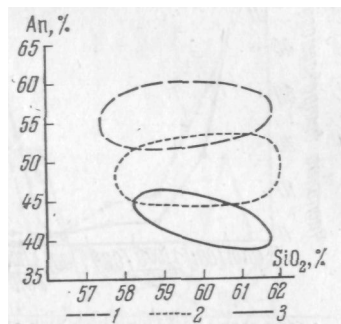
от 1 до 12% An (в среднем 8% An). Укажем, что эта разница для лав вулкана Плоского находится в пределах от 3 до 9% (в среднем 6% An). Для базальтовых лав ( $\text{SiO}_2 = 52,9\text{--}54,9\%$ ) Ключевского вулкана (извержение 1944—1945 г.) те же величины соответственно составляют 4—15% An и 9,5% An. Можно отметить, что в лавах Удинских вулканов разница в составе плагиоклаза ядер и краевых зон несколько возрастает от средних лорд ( $\text{SiO}_2 = 55\text{--}59\%$ ) к более кислым ( $\text{SiO}_2 = 59\text{--}66\%$ ).

Из табл. 14 видно, что: а) среднее содержание анортитовой составляющей в зональных вкрапленниках закономерно уменьшается с увеличением кислотности лав; б) состав ядра в зональ-

ном плагиоклазе оказывается (за исключением андезито-дацитов) более основным, чем средний состав незональных вкрапленников I и II генераций, а состав краевой зоны более основным, чем средний состав лейст. Это обстоятельство подтверждает, что ядра зональных фенокристаллов являются остатками наиболее ранних выделений плагиоклаза и что кристаллизация зональных выделений закончилась еще до наступления эффузивного этапа. На этом основании зональный плагиоклаз можно рассматривать как интрателлурический.

Рис. 22. Соотношение нормативного состава плагиоклаза с действительным в лавах Удинских вулканов

Поля распространения: 1 — модальный состав вкрапленников; 2 — модальный состав микролитов; 3 — нормативный состав



Большинство вкрапленников имеет прогрессивную схему зональности. Известно, что последняя возникает при быстром охлаждении, когда выделяющийся плагиоклаз не может прийти в равновесие с оставшейся жидкой магмой. Обратная и сложная схема зональности встречалась реже. Появление ненормально зональных плагиоклазов обычно объясняют переохлаждением при

Таблица 14

**Состав зональных вкрапленников плагиоклаза в лавах Удинских вулканов**

Порода	Состав	Незональные плагиоклазы			Зональные плагиоклазы		
		I и II генерации	лейсты	микролиты	ядро	промежуточная зона	край
Базальты, андезиты (SiO <sub>2</sub> = 50-54%)	Средний состав	65(52)	57(8)	53 (22)	70(4)	55(1)	63(4)
	Амплитуда колебаний . . . .	75—58	64—51	59—48	82—58		73—51
Андезиты (SiO <sub>2</sub> =54—62%)	Средний состав	58 (92)	52 (40)	50(39)	60(8)	57(4)	54(8)
	Амплитуда колебаний . . . .	69—51	58—42	53—47	70—53	61—54	64—43
Андезито-дациты (SiO <sub>2</sub> =62—66%)	Средний состав	53 (12)		39(7)	53		38
	Амплитуда колебаний . . . .	57—49		42—36			

Примечание. В скобках указано количество замеров.

быстром остывании магмы<sup>6</sup>. Однако, как показал С. И. Баласанян (1956), такая же схема зональности может возникать как следствие процессов ассимиляции, повышающих основность пород. Подобное объяснение может быть принято и для ненормально зональных вкрапленников в лавах Большой Удины, тем более что относительное увеличение их количества (в гиперстеновых

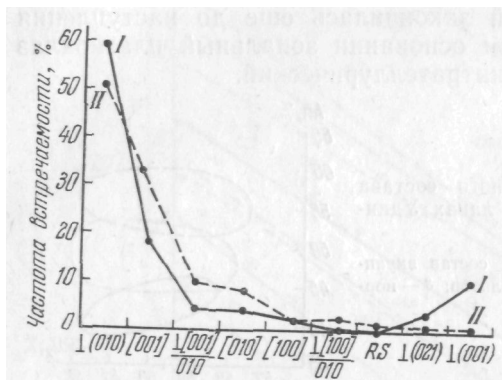


Рис. 23. Частота встречаемости различных законов двойникования плагиоклаза в лавах Удинских вулканов

I — лавы Удинских вулканов; 2 — лава вулкана Плоский (Сирин, 1964). Кривая I построена по 416 замерам

андезитах II яруса) одновременно сопровождается и увеличением количества ксенолитов. Не исключено, что (повышение основности расплава происходило не только за счет ассимиляции окружающих пород, но и отчасти за счет смешения с остатками основного расплава, давшего базальтовые и андезитобазальтовые лавы непосредственно перед излиянием гиперстеновых андезитов.

Законы двойникования. На рис. 23 показана частота встречаемости различных законов двойникования у плагиоклазов в лавах Удинских вулканов и вулканов Ближний и Дальний Плоский. Из диаграммы видно, что: 1) наиболее распространенными (обязательными) являются законы альбитовый, карлсбадский, альбит-карлсбадокий и переκлиновыи, что соответствует ранее установленной (Соболев, 1964) закономерности. Частота встречаемости остальных законов (законы-примеси) очень невелика; 2) приводимые кривые обнаруживают большое сходство, нарушаемое лишь появлением значительного количества манебахских двойников в лавах Удинских вулканов. Как видно из следующей диаграммы (рис. 24), манебахские двойники связаны с наиболее кислыми ( $\text{SiO}_2 = 62\text{--}64\%$ ) лавами. В более основных разностях двойников этого типа или мало, или нет совсем. Незначительный процент манебахских двойников в лавах вулкана Плоского следует объяснить тем, что наиболее кислые лавы последнего содержат всего около 59%  $\text{SiO}_2$ .

<sup>6</sup>С. С. Августитус (Augustithis, 1963) объясняет появление сложной зональности у плагиоклазов в оливиновых базальтах Эфиопии не переменным режимом P—T, а перемещением кристаллов в жидкой и мобильной среде.

Как указывает В. С. Соболев (1954), большинство описываемых в литературе манебахских двойников может быть интерпретировано как периклиновое. Вероятно это же относится и к манебахским двойникам Удинских вулканов.

Таким образом, процентное количество этих двойников в лавах Удинских вулканов существенно (в два раза), а может быть, и многократно превышает аналогичный показатель для лав вулкана Плоский. Повышенное содержание периклиновых двойников имеется и в лавах вулкана Безымянный (Богоявленская, 1963). Надо отметить, что характер распределения периклиновых двойников в эффузивных породах изучен очень слабо. В. Н. Лодочников (1915, 1947) считал, что они имеют весьма второстепенные значения в первичных плагиоклазах магматических пород и довольно широко распространены в плагиоклазах мета морфических (пород и вообще в плагиоклазах, перекристаллизованных в твердом состоянии.

Из ранее упомянутой диаграммы (рис. 23) можно подсчитать, что примерно половина встреченных и достоверно определенных периклиновых двойников приходится на относительно кислые породы

( $\text{SiO}_2 = 58-62\%$ ). Исходя из точки зрения В. Н. Лодочникова появление большого количества периклиновых двойников, по-видимому, можно объяснить примешиванием «чужого» плагиоклаза, происшедшим в результате загрязнения магмы вмещающими породами. Возможно, это явление и имело место, что подтверждается ранее указанным увеличением общего содержания вкрапленников плагиоклаза у пород с этой же кислотностью. Однако масштабы такого привноса, если он действительно имел место, были невелики. В противном случае «прибавка» чуждого материала должна была быть заметна и по другим минералам породы.

Не исключено также, что мнение В. Н. Лодочникова не вполне применимо в отношении распределения периклиновых двойников среди плагиоклазов эффузивных пород. Полисинтетическое двойникование плагиоклазов (по альбитовому и периклиновому законам) происходит, согласно А. С. Марфунину (1962), в твердом состоянии и зависит в значительной степени от скорости

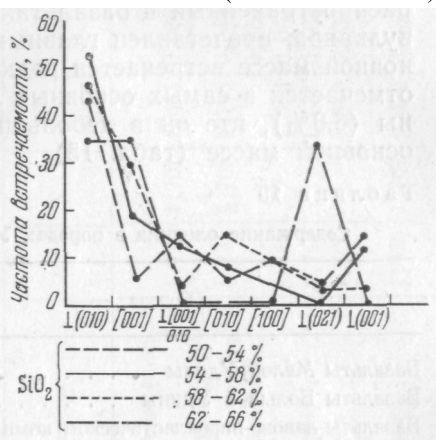


Рис. 24. Зависимость частоты встречаемости различных законов двойникования плагиоклазов от кислотности в лавах Удинских вулканов. Кривые построены по 416 замерам

охлаждения (Мьюир, 1956). Последний считает, что более медленное охлаждение благоприятствует зарождению в высокотемпературных плагиоклазах такого рода двойникования. Этим, возможно, также отчасти объясняется заметно повышенное количество периклиновых двойников плагиоклазов в более кислых, вязких и поэтому медленнее застывающих лавах вулканов Большая Удина, Малая Удина и Безымянный по сравнению с основными и относительно жидкими лавами вулкана Плоский.

**Оливин**, важнейший порообразующий минерал, широко распространенный в базальтах и андезито-базальтах Удинских вулканов, представлен глазным образом вкрапленниками, в основной массе встречается редко. Максимальное содержание его отмечается в самых основных лавах—в базальтах Малой Удины (6,0%), где он в небольших количествах присутствует и в основной массе (табл. 15).

Таблица 15

Содержание оливина в породах Удинских вулканов, %

Порода	SiO <sub>2</sub>	Вкрапленники	Микролиты
Базальты Малой Удины . . . . .	49,1	6,0	0,5
Базальты Большой Удины . . . . .	51,14—52,10	3,9	
Базальты лавово-пирокластического комплекса Малой Удины . . . . .	51,0 —52,10	4,1	
Базальты даек Малой Удины . . . . .	53,30	2,9	
Андезито-базальты Большой Удины . . . . .	53,68	1,5	

Среди оливиновых вкрапленников могут быть выделены две генерации. Первая из них представлена крупными (до 2 мм) сильно резорбированными и переполненными стекловатыми включениями — кристаллами оливина, которые выделились из расплава, по-видимому, еще в доэффузивный этап кристаллизации. Встречаются они преимущественно в базальтах Малой Удины, особенно в их стекловатых разностях, в шлаках и вулканических бомбах. В относительно раскристаллизованных разностях вкрапленники первой генерации, как правило, немногочисленны или отсутствуют совсем.

Вкрапленники второй генерации, распространенные во всех оливинсодержащих лавах, представлены сравнительно небольшими (средний размер 0,4—0,6 мм) кристаллами, слегка оплавленными, но сохранившими свои кристаллографические формы. Идиоморфизм кристаллов оливина находится в прямой зависимости от их размеров. Наиболее мелкие выделения (0,2—0,3 мм) обладают лучшим идиоморфизмом.

Оптические свойства оливинов приведены в табл. 16, из которой видно, что оливины I генерации более железисты, чем II. Это противоречит нормальному ходу эволюции магматического расплава, дающего на первых этапах кристаллизации менее железистые и более магнезиальные разности минералов по сравнению с последующими. Е. К. Устиев (1961), установивший подобную же особенность у оливиновых вкрапленников в базальтовых лавах Аннойского вулкана, объясняет ее существенным перегревом расплава после его излияния на поверхность.

Постэффузивный перегрев лавы вызвал расплавление интрателлурических вкрапленников с последующей кристаллизацией более магнезиального оливина. Для вкрапленников II генерации характерны незначительные колебания состава от  $Fa_{18}$  до  $Fa_{32}$ . При этом более мелкие идиоморфные выделения оливина (микровкрапленники размером 0,2—0,4 мм) оказываются более железистыми по сравнению с крупными вкрапленниками этой же генерации.

Изредка встречающиеся зональные кристаллы имеют более железистую краевую часть (ядро:  $2V = -88^\circ$ , край  $2V =$

Таблица 16

Оптические константы оливинов из пород Удинских вулканов

Номер образца	Порода	Характер выделений	Ng	Nm	Np	Ng-Np	(-) 2V	Молекулярный состав (по Винчеллу)	
								Fa	Fo
549	Базальты лавово-пирокластического комплекса Малой Удины	Вкрапленник II типа (микровкрапленник)	1,720	1,701	1,684	0,036	84—86	22—28	78—72
203	Базальты Малой Удины	Вкрапленник (интрателлурический)	1,735	1,705	1,795	0,040	78—80	38—42	62—58
728	То же	Вкрапленник II типа	1,719		1,683	0,035	86—88	18—22	82—78
559	Базальты даек Малой Удины	То же	1,715		1,681	0,034	86—88	18—22	82—78
69	Базальты Большой Удины	Вкрапленник II типа	1,722		1,686	0,036	82—86	22—32	78—68
		Микровкрапленник				0,033	82—83	22—24	78—76
15	Андеито-базальты Малой Удины	Вкрапленник II типа	1,726	1,707	1,690	0,036	84—88	18—28	82—72

=  $-84^\circ$ ). Очевидно, что в процессе кристаллизации вкрапленников II генерации состав оливина претерпевал определенную эволюцию в увеличении железистости.

В основной массе оливин встречается в виде небольших (20—40  $\mu$ ) удлинённых призм и иглоподобных кристаллов, вытянутых параллельно Ng. Оптические константы последних замерить не удалось.

На рис. 25 по линии Fo—Fa нанесены составы оливинов из лав некоторых вулканов Ключевского дола. Точки, соответствующие составу оливинов Удинских вулканов, занимают на диаграмме крайнее правое положение, что соответствует их относительно

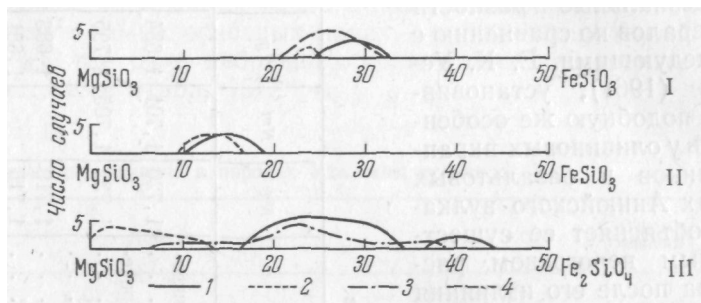


Рис. 25. Железистость ферромагнезиальных минералов в лавах некоторых вулканов Ключевского дола  
I — ромбические пироксены; II — моноклинные пироксены; III — оливины. Вулканы: 1 — Удинский, 2 — Плоский, 3 — Ключевский, 4 — Безымянный

более высокой железистости. Как будет показано ниже, повышенная железистость характерна также для других ферромагнезиальных минералов Удинских вулканов по сравнению с соответствующими минералами из пород некоторых других вулканов Ключевского дола.

О взаимоотношении оливина с другими минералами можно сказать следующее. Оливин зачастую окружен каймой ромбического пироксена. В сравнительно редких случаях, когда пироксен в породе отсутствует, кайма состоит из авгита.

При наличии гиперстеновой каймы кристаллы оливина оказываются резорбированными сильнее, чем при кайме авгита. В последнем случае граница между минералами не носит реакционного характера. Гиперстеновая корона иногда содержит вермикулярный магнетит, зерна которого располагаются относительно кристалла оливина почти радиально. В случаях далеко зашедшей резорбции оливин исчезает совсем, и весь агрегат состоит из оплошного скопления вермикулярного магнетита с окружающей его гиперстеновой каймой. Подобный вид резорбции оливина с образованием вокруг него гиперстеновой каймы был опи-

сан Куно (Kuno, 1950) для хорошо раскристаллизованных разностей базальтов вулкана Хаконе (Япония).

Опацитизация в оливиновых зернах проявляется различно от образования тонких каемок в краевых частях зерна до охвата всего зерна.

Во многих местах оливин интенсивно изменен, особенно в базальтах Малой Удины. По нему развивается идингсит, серпентин (антигорит, хризолит), реже — кальцит.

**Моноклинный пироксен** (авгит) широко распространен в лавах Удинских вулканов, представляя в них вкрапленники и микролиты. Содержание его закономерно возрастает от кислых разностей к основным, причем тенденция эта четко прослеживается как раздельно во вкрапленниках и микролитах, так и по суммарному количеству (табл. 17).

Вкрапленники образуют изометричные или слегка продолговатые кристаллы размером 0,2—0,6 мм, редко до 4—5 мм с хорошо развитой гранью (100). В проходящем свете минерал бесцветен, иногда же имеет бледно-зеленую окраску.

Таблица 17

Содержание моноклинного пироксена в лавах Удинских вулканов, %

Порода	SiO <sub>2</sub>	Вкрапленники	Микролиты	Сумма	Отношение обменников к микролитам
Базальты Большой Удины . . . .	51,14—51,21	4,8	28,5	37,3	0,16
Базальты лавово-пирокластического комплекса Малой Удины . . . .	51,0—52,1	3,7	28,5	32,2	0,13
Базальты даек. . . . .	53,3	3,8	?	?	?
Двупироксеновые андезиты Большой Удины . . . . .	56,4—50,62	2,9	11,0	13,9	0,26
Гиперстеновые андезиты Большой Удины . . . . .	58,15—60,06	1,8	4,0	5,8	0,45
Роговообманково-гиперстеновые андезиты Большой Удины . . . .	58,69—60,00	1,1	3,9	5,0	0,28

Состав вкрапленников моноклинного пироксена, определенный по его оптическим свойствам, весьма сходен (табл. 18).

На диаграммах свойства—состав (Hess, 1949, 1951; Веселовская, 1950) точки располагаются в поле развития авгитов. При этом колебания в содержании Wo, En и Fs молекул, определенных по диаграмме М. М. Веселовской, очень невелики.

Для вкрапленников моноклинного пироксена характерно, что состав их в различных типах пород меняется в таких же пределах, как и колебания его в одной и той же породе. Последнее

## Оптические свойства моноклинного пироксена

Номер образца	Порода	$N_g$	$N_p$	$N_g - N_p$	$cN_g$	$2V(+)$	Молекулярный состав, по М.М. Веселовской		
							Wo	En	Fs
549	Базальты лавово-пирокластической толщи Малой Удины	1,715	1,687	0,028	42,5	52	37	46	17
251	Базальты лавово-пирокластической толщи Малой Удины	1,712	1,683	0,029	43	51	36	49	15
595	Отдельные кристаллы в туфах Малой Удины . . . . .	1,716	1,694	0,022	42,5	55	40	43	17
69	Андезито-базальты Большой Удины . . . . .	1,710	1,685	0,025	41,5	55	41	47	12
130	То же . . . . .	1,715	1,690	0,024	42,0	52	35	48	17
235	Базальты даек Малой Удины . . . . .	1,710	1,682	0,028	41,5	53	39	38	13
44	Двупироксеновый андезит Большой Удины . . . . .	1,714	1,688	0,026	44,0	54	39	46	15
684	Гиперстеновый андезит Большой Удины . . . . .	1,712	1,085	0,027	43,5	54	39	48	13
13	То же . . . . .	1,713	1,687	0,026	41,5	53	37	48	15
607	Роговобманково-гиперстеновый андезит Большой Удины	1,712	1,685	0,027	43,5	55	41	46	13
11	То же . . . . .	1,711	1,680	0,031	42,5	52	37	49	14
623	Гомеогенное включение в рогово-пироксеновом андезите	1,713	1,687	0,026	41,5	56	42	44	14

свидетельствует об отсутствии заметной эволюции составов вкрапленников пироксена в ходе дифференциации магмы на Удинских вулканах, давшей гамму довольно различных по составу пород.

Во вкрапленниках авгита встречаются зональные структуры. Кайма таких кристаллов обнаруживает более низкие величины  $2V$ ,  $cNg$  и показатели преломления по сравнению с ядром. Последнее обычно имеет  $2V=48-52^\circ$ , тогда как в кайме  $2V=42-48^\circ$ . Изменение от ядра к кайме обычно постепенное, но тем не менее граница между ними всегда хорошо заметна.

Форма и размер микролитов моноклинного пироксена разнообразны. В основных лавах преобладают изометричные, слабо скрашенные (зеленоватые) кристаллы размером 30—90  $\mu$ , причем часто наблюдаются постепенные переходы от микролитов к вкрапленникам. В двупироксеновых и гиперстеновых андезитах Большой Удины развиты преимущественно продолговатые, почти игольчатые микролиты размером 10—40  $\mu$ . Окраска их более интенсивна, чем в основных лавах.

Наряду с авгитом в основной массе присутствует и пижонит, который, согласно классификации Макдональда (Macdonald, 1944), представляет авгит с углами оптических осей от  $45$  до  $32^\circ$ , Куно (Kuno, 1950) предлагает принять в качестве нижней границы для пижонитовых авгитов  $2V=30^\circ$ .

Особенностями моноклинного пироксена основной массы являются значительные колебания угла  $2V$  даже в одном шлифе и, как правило, более низкая величина угла  $2V$  по сравнению с вкрапленниками этой же породы (табл. 19). Максимальные значения угла  $2V$  ( $35-40^\circ$ ) наблюдаются в гиперстеновых и рогово-

Таблица 19

**Углы оптических осей микролитов моноклинного пироксена Удинских вулканов**

Порода	Номер образца	Угол оптических осей (+). $^\circ$
Базальты лавово-пирокластической толщи Малой Удины . . . . .	549	53—50
То же . . . . .	251	53—50
Базальты дайки Малой Удины . . . . .	235	53—50
Базальты Большой Удины . . . . .	69	55—48
Андезито-базальты Большой Удины . . . . .	130	52—46
Двупироксеновый андезит Большой Удины . . . . .	44	54—48
Гиперстеновый андезит Большой Удины . . . . .	13	53—40
То же . . . . .	684	54—42
Роговообманково-гиперстеновый андезит Большой Удины . . . . .	11	48—35

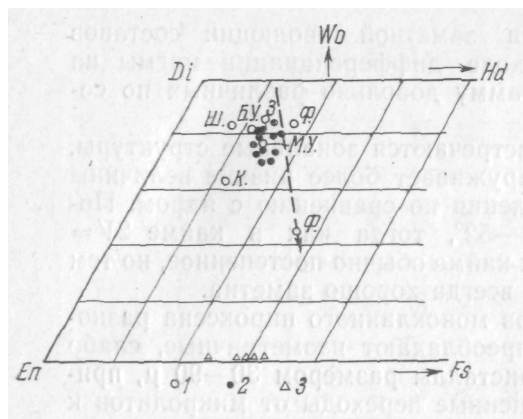


Рис. 26. Диаграмма свойства — состав для пироксенов Удинских вулканов

1 — моноклинные пироксены, химически анализированные; 2 — моноклинные пироксены, определенные по оптическим константам; 3 — гиперстены. БУ — Большая Удина, МУ — Малая Удина, Ш, К, 3 — моноклинные пироксены из лав вулканов Шевелуча, Ключевского и Заречного (Набоко, Шаврова, 1954), Ф — моноклинные пироксены из андезито-базальтов плиоценового и верхнечетвертичного возраста юго-восточной Камчатки (Фаворская и др., 1963). Пунктиром показана линия направления кристаллизации пироксенов эффузивных пород, по М. М. Веселовской (1950)

обманково-гиперстеновых лавах Большой Удины. Величина  $2V$  у микролитов основных пород больше, чем у более кислых, а в крупных гранулах больше, чем в мелких в одном и том же шлифе. Это подтверждает, что ранние выделения моноклинного пироксена основной массы богаче  $\text{CaSiO}_3$ , чем поздние.

Небольшие размеры микролитов не позволили измерить прочие оптические константы. Поэтому на треугольной диаграмме (рис. 26) свойства — состав однозначное определение точки, отвечающей составу моноклинного пироксена основной массы, невозможно. Считать эту точку находящейся на пересечении линии одинаковых значений  $2V$  с линией направления кристаллизации пироксенов эффузивных пород, по М. М. Веселовской (1950), вряд ли будет правильным по следующей причине.

Как видно из диаграммы (рис. 26), точки, отвечающие составам моноклинного пироксена вкрапленников в лавах Удинских вулканов, располагаются несколько левее линии дифференциации, по М. М. Веселовской (1950). Указанное отклонение не является случайным, а скорее отражает общую особенность моноклинного пироксена лав Ключевских вулканов. Нанесенные на ту же диаграмму по химическим анализам (Набоко, Шаврова, 1954) составы моноклинных пироксенов из лав других вулканов Ключевского дола (Ключевского, Шевелуча, Заречного), а также по оптическим данным — линия эволюции моноклинных пироксенов из лав Плоского (Сирин, 1964) — также располагаются левее линии, по М. М. Веселовской. Характерной особенностью моноклинного пироксена Ключевских вулканов является пониженная и вместе с тем очень стабильная железистость при довольно резких колебаниях в содержании Са и Mg.

Таким образом, фигуративные точки, отвечающие составу микролитов моноклинного пироксена из Удинских лав, должны располагаться также левее дифференционной линии, по М. М. Ве-

селовской, на продолжении полосы, в которой лежат точки, соответствующие составу вкрапленников моноклинного пироксена.

Приведенные выше факты позволяют высказать некоторое сомнение в универсальном значении диаграммы М. М. Веселовской для моноклинных лироксенов эффузивного происхождения. Вероятно, что дальнейшее изучение этого минерала в лавах подтвердит существование и других отклонений в эволюции состава моноклинного пироксена от дифференционной линии, по М. М. Веселовской.

В табл. 20 приведены химические анализы вкрапленников моноклинного пироксена. Исходя из этих анализов, по кислородному методу получили следующие формулы пироксенов, очень близкие к формуле нормального авгита: образец 595— $(\text{Ca}^{0,80} \text{Mg}^{0,18} \text{Na}^{0,02}) (\text{Mg}^{0,64} \text{Fe}^{0,04} \text{Fe}^{0,12} \text{Ti}^{0,03} \text{Al})^{0,05}$  1,00  $\text{Si}^{1,83} \text{Al}^{0,16} \text{O}_6$ , образец 623— $(\text{Ca}^{0,16} \text{Mg}^{0,10} \text{Na}^{0,04})^{0,05}$  1,00  $(\text{Mg}^{0,74} \text{Fe}^{0,22} \text{Fe}^{1,83} \text{Ti}^{0,16})^{0,01}$  1,04  $\text{Si}^{1,79} \text{Al}^{0,24} \text{O}_6$ .

Таблица 20

**Химические анализы моноклинных пироксенов из лав Удинских вулканов**

Компоненты	Образцы		Компоненты	Образцы	
	595	623		595	623
SiO <sub>2</sub>	49,24	47,51	MgO	14,82	15,15
TiO <sub>2</sub>	1,20	0,35	CaO	20,24	21,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,92	5,50	Na <sub>2</sub> O	0,25	0,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,10	2,55	K <sub>2</sub> O	0,10	0,14
FeO	5,06	6,88	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,26	0,06
MnO		0,24	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,31	0,02
Сумма				100,50	100,46

Примечание. Образец 595 — отдельные кристаллы моноклинного пироксена из красных туфобрекчий Малой Удины. Аналитик Л. А. Башарина; образец 623 — вкрапленники моноклинного пироксена в гомеогенном включении из роговообманкового андезита купола Юго-Восточный Большая Удина). Аналитик Н. Д. Воронкова.

Спектральным анализом в пироксенах были определены микроэлементы (табл. 21).

Данные химических анализов исследованных пироксенов были также пересчитаны на молекулярные количества Wo, En и Fs (табл. 22). При этом было учтено содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, которое было пересчитано на FeO и объединено с последним, согласно А. И. Цветкову (1943, 1945). Для сравнения в табл. 22 также приведены молекулярные составы этих же пироксенов, определенные по диаграммам свойства—состав Хесса (Hess, 1949, 1951) и М. М. Веселовской (1950) с учетом замеренных оптических констант.

**Содержание микроэлементов в моноклиновых пироксенах  
Удинских вулканов**

Компоненты	Образец 595		Образец 623	
Си	0,0042	Н. кл.	0,0061	Н. кл.
Sc	0,00n	Кл.	0,00	Кл.
V	0,0156	Кл.	0,0186	Кл.
Ni	0,0018	Н. кл.	0,0025	Н. кл.
Co	0,0036	Кл.	0,0042	Кл.
Cr	0,0	Кл.	0,0	Кл.
Ca	—	—	0,000	Н. кл.
Ba	0,00	Н. кл.	0,00	Н. кл.
Sr	0,00	Н. кл.	—	—

Примечание. Содержания микроэлементов сравниваются с кларками для основных пород, по А. П. Виноградову (1Е62).

Молекулярные составы, высчитанные из химических анализов, наиболее близки к результатам, полученным по диаграмме М. М. Веселовской по оптическим константам, но полностью с ними не совпадают. Характерно, что на вышеприведенной диаграмме точки, нанесенные по оптическим константам пироксенов, ложатся вправо от соответствующих точек, нанесенных по химическому анализу. Это вполне закономерно, так как при пересчетах химических анализов на молекулярные количества Wo, En и Fs не учитывались некоторые окислы (Ti<sup>3+</sup>, Al<sup>3+</sup> и др.), влияющие на оптические свойства пироксенов в сторону увеличения их показателя преломления (Цветков, 1943, 1945).

В гиперстеновых андезитах Большой Удины встречаются вкрапленники авгита, окруженные танкой каемкой гиперстена. Если судить по характеру очертаний кристаллов, то он был растворен магмой, из которой выделился гиперстен, образовавший реакционную кайму. При этом пироксеновая фаза в окружающей

Таблица 22

**Молекулярный состав моноклиновых пироксенов**

Номер образца	По химическому анализу			По диаграммам					
				Хесса			Веселовской		
	Wo	En	Fs	Wo	En	Fs	Wo	En	Fs
595	39,0	47,4	13,6	46	36	18	40	43	17
623	40,6	47,5	11,9	47	41	12	42	44	14

основной массе была гиперстеновой либо гиперстеновой с небольшой примесью авгита.

**Ромбический пироксен** сравнительно с моноклинным в лавах Удинских вулканов развит существенно меньше. Количественное содержание ортопироксена в различных типах изученных лав показано в табл. 23, из которой видно:

1) суммарное количество ромбического пироксена возрастает с увеличением кислотности только в породах, лишенных роговой обманки, и достигает максимального значения (9,5%) в гиперстеновых андезитах. С появлением роговой обманки содержание ортопироксена с возрастанием кислотности сокращается, и в дальнейшем, в наиболее кислых разностях лав оба минерала содержатся поровну (3,8—4,8%); 2) если в более кислых ( $\text{SiO}_2 = 56\text{--}65\%$ ) разностях содержание ромбического пироксена в лавах Большой и Малой Удины примерно одинаково, то в более

Таблица 23

**Содержание ромбического пироксена в породах Удинских вулканов**

Порода	SiO <sub>2</sub> , %	Процентное содержание ромбического пироксена в объемн. %			Отношение вкрапленников к микролитам
		вкрапленники	микролиты	суммарное содержание	
Базальты Малой Удины . . . . .	51,14—51,21	0,2	—	0,2	
Базальты лавово-пирокластического комплекса Малой Удины	51,0 — 52,1	2,4	2,4	3,0	
Базальты даек Малой Удины	53,3			3,0	
Базальты и андезито-базальты Большой Удины . . . . .	53,68	0,8	—	0,8	
Двупироксеновые андезиты Большой Удины . . . . .	56,4—56,62	3,2	1,0	4,2	3,2
Гиперстеновые андезиты Большой Удины . . . . .	58,15—60,06	5,4	4,1	9,5	1,3
Роговообманково-гиперстеновые андезиты Большой Удины . .	58,69—60,00	2,4	3,8	6,2	0,6
Роговообманковый андезит из дайки Малой Удины . . . . .	58,08	0,8	Не отр.	?	?
Роговообманково-пироксеновый андезит куполов Большой Удины . . . . .	60,00—61,70	3,3	1,5	4,8	2,2
Роговообманковые андезиты куполов Малой Удины . . . . .	61,09—61,62	0,9	3,8	3,8	—
Роговообманково-гиперстеновые андезито-дациты Большой Удины . . . . .	65,07		3,5	4,4	

основных ( $\text{SiO}_2 = 51-56\%$ ) наблюдается определенная разница. Количественное содержание ромбического пироксена в лавах Малой Удины в несколько (3—10) раз больше, чем в лавах Большой Удины с таким же химическим составом; 3) в базальтовых лавах ромбический пироксен в основной массе отсутствует, а в андезитах с увеличением кислотности наблюдается изменение соотношения между вкрапленниками и микролитами в пользу последних. Изменение это происходит постепенно и независимо от изменения суммарного количества пироксена; правильный ход его нарушается лишь в экструзивных породах.

Таблица 24

**Количественное соотношение ромбического и моноклинного пироксенов в породах Удинских вулканов**

Порода	$\text{SiO}_2$ , %	Отношение процентного количественного содержания моноклинного пироксена к ромбическому		
		вкрапленники	микролиты	суммарное содержание
Базальты Большой Удины . . . . .	51,14—51,21	24,0	—	18,6
Базальты лавово-пирокластического комплекса Малой Удины . . . . .	51,0 —52,1	1,5	—	13,5
Базальты даек Малой Удины . . . . .	53,3	1,3	—	?
Двупироксеновые андезиты Большой Удины . . . . .	56,4 —56,62	0,9	11	3,3
Гиперстеновые андезиты Большой Удины . . . . .	58,15—60,06	0,33	0,97	0,6
Роговообманково-гиперстеновый андезит Большой Удины . . . . .	58,69—60,00	0,45	1,03	0,8

Количественные взаимоотношения моноклинного и ромбического пироксена в Удинских лавах показаны в табл. 24, из данных которой видно, что с изменением кислотности лав соотношение между суммарным количеством клино- и ортопироксен а уменьшается в пользу последнего, однако в породах с роговой обманкой оно вновь несколько увеличивается; относительное количество моноклинного пироксена в основных лавах Большой Удины в 13 раз больше, чем в подобных по химизму лавах Малой Удины.

Вкрапленники ромбического пироксена имеют обычный для гилерстена габитус, размер зерен 0,2—0,8 мм, в гиперстеновых андезитах Большой Удины встречаются кристаллы до 1—1,2 мм. В самых кислых разностях лав Удинских вулканов, в андезито-дацитах и роговообманковых андезитах куполов Малой Удины ортопироксен наблюдается только в виде микровкрапленников размером 0,1—0,2 мм. Плеохроизм четкий: Ng — светло-зеленый,

$Nm$  — светло-желтый,  $Np$  — светло-розовый. Дисперсия  $p > V$  слабая.

О составе ромбических пироксенов можно судить по их оптическим свойствам (табл. 25), которые в целом очень близки. Согласно приведенным данным, ортопироксен Удинских лав принадлежит к гиперстену с содержанием  $FeSiO_3 = 28-32\%$  по В. С. Соболеву (1950),  $26-31\%$  — по Винчеллу (А. Н. и Г. Н. Внчелл, 1953) и  $30-34\%$  — по Куно (Kuno, 1950). Несколько отличен гиперстен андезито-дацитов Большой Удины, содержащий при определении по различным диаграммам от 22 до 26%  $FeSiO_3$ . Определение железистости по диаграммам, перечисленным автором, производилось предпочтительно по кривой  $Ng$ , как наиболее точной. Весьма близкие величины были получены и при использовании кривой угла  $2V$ .

Известно, что эволюция пироксенов во время фракционной кристаллизации сопровождается увеличением в них отношения  $FeO/MgO$ . Присутствие в самих кислых дацитовых лавах Удинских вулканов наиболее магнезиального гиперстена свидетельствует о том, что в образовании этих лав, помимо фракционной кристаллизации, играли роль и какие-то иные (возможно, кантаминационные) процессы.

Зональные вкрапленники гиперстена встречаются в основных породах лавово-пирокластического комплекса Малой Удины. Краевая зона таких вкрапленников имеет повышенную ( $2V = 66-68^\circ$ ) по сравнению с ядром ( $2V = 58-63^\circ$ ) железистость.

В двупироксеновых андезитах Большой Удины ромбический пироксен присутствует в двух генерациях: I представлена крупными (до 1 мм) вкрапленниками, II более мелкими (0,1—0,2 мм), которыми нередко прорастают вкрапленники I генерации.

Ромбический пироксен основной массы породы представлен мелкими (0,01—0,03 мм) кристаллами гиперстена игольчатой формы со слабым плеохроизмом по обычной схеме. Угол оптических осей составляет ( $-64^\circ$ ) — ( $-70^\circ$ ), что соответствует наиболее высокому (по сравнению с вкрапленниками) содержанию  $FeSiO_3$ .

Встречающаяся в некоторых лавах бурая окраска у ромбического пироксена основной массы обусловлена окислением его при высокой температуре.

Взаимоотношения гиперстена с авгитом различны. Для большинства Удинских лав характерен параллельный рост кристаллов авгита и гиперстена как вкрапленников, так и микролитов. При этом в большинстве случаев авгит растет с внешней стороны гиперстена, иногда окружая его полностью. Граница между этими двумя минералами следов реакционных взаимоотношений не имеет.

В базальтах лавово-пирокластического комплекса Малой Удины гиперстен иногда образует одновременно погасающую

Таблица 25

## Оптические константы ромбических пироксенов из пород Удинских вулканов

Номер образца	Порода	Оптические константы				Молекулярный состав					
		Ng	Np	Ng-Np	(-)2V	по В. С. Соболеву		по Винчеллу		по Куно	
						En	Fs	En	Fs	En	Fs
549	Базальты лавово-пирокластического комплекса Малой Удины . . . . .	1,706	1,696	0,010	58—63	68	32	69	31	66	34
235	Базальты даек Малой Удины . . . . .	1,702	1,690	0,012	60	70	30	72	28	68	32
15	Андезито-базальты Большой Удины	1,706	1,696	0,010	59-61	68	32	69	31	66	34
82	Двупироксеновые андезиты Большой Удины . . . . .	1,700	1,690	0,010	62—64	72	28	74	26	70	30
13	Гиперстеновые андезиты Большой Удины . . . . .	1,702	1,692	0,010	60—62	70	30	72	28	68	32
11	Рогово-гиперстеновые андезиты Большой Удины . . . . .	1,703	1,692	0,011	60—64	69	31	71	29	67	33
1	Роговообманково-пироксеновый андезит куполов Большой Удины	1,700	1,690	0,010	62—65	72	28	74	26	70	30
211P	Роговообманковые андезиты куполов Малой Удины			0,010— 0 012	61 63	70	30	72	28	66	34
635	Роговообманковый андезит дайки Малой Удины . . . . .	1,706	1,694	0,012	58—60	68	32	69	31	66	34
79	Роговообманково-гиперстеновый андезито-дацит Большой Удины	1,694	1,682	0,012	73—76	76	24	78	22	74	26

кайму вокруг оливиновых зерен. Состав гиперстена такого рода в «коронах» оказывается более магнезиальным ( $2V = -68^\circ$ ), чем в изолированных кристаллах. Это обстоятельство свидетельствует об определенных реакционных взаимоотношениях между оливином и гиперстеном.

При сопоставлении гиперстена в лавах описываемых вулканов и в лавах других вулканов Ключевского дола выявляется, что в породах Удинских вулканов он более железистый (больше в среднем на 5—6%  $FeSiO_3$ ) по сравнению с гиперстенами вулканов Ключевского и Плоского и примерно соответствует составу гиперстена вулкана Безымянный.

Аналогичная особенность была отмечена и для моноклинных пироксенов, что может быть объяснено сопряженными отношениями между орто- и клинопироксенами Удинских вулканов. На диаграмме (рис. 25) видно, что линии, соединяющие составы обоих пироксенов, попадают в точку, отвечающую составу  $En Wo_{25}$ . Это явление, характерное для магматических пород, было отмечено Хессом (Hess, 1941).

**Роговая обманка** характерна только для средних лав Удинских вулканов, встречаясь преимущественно в экструзивных куполах и дайках и редко—в потоках. Показательным является и полное отсутствие ее в основной массе. Содержание роговой обманки с увеличением кислотности довольно быстро возрастает (табл. 26). Эта четкая закономерность нарушается лишь для пемз и роговообманковых андезитов куполов Малой Удины, где содержание роговой обманки низкое.

Таблица 26

Содержание роговой обманки в породах Удинских вулканов  
(в объемных процентах)

Порода	$SiO_2$ , %	Количество вкрапленников роговой обманки, %
Гиперстеновые андезиты Большой Удины (поток)		
Роговообманково-пироксеновые андезиты дайки Малой Удины	58,15—60,06	0,4
Роговообманково-гиперстеновые андезиты Большой Удины (из потоков купола)	58,08	1,8
Роговообманково-гиперстеновые андезиты куполов Большой Удины	58,69—60,00	4,4
Роговообманково-гиперстеновые андезиты куполов Большой Удины	60,00—61,70	5,9
Роговообманковые андезиты куполов Малой Удины	61,09—61,62	3,1
Пемза Большой Удины Андезитодациты Большой Удины (купол?)	63,50	3,0
	65,07	6,8

О составе роговой обманки можно судить по оптическим данным (табл. 27), из которых видно, что она относится к обыкновенным роговым обманкам; среди них выделяются зеленая и красно-бурая разновидности.

Зеленая роговая обманка встречается в пемзах, мощных потоках гиперстеновых андезитов и серых разностях экструзивных андезито-дацитов. Состав зеленых роговых обманок определялся по уточненной диаграмме свойства — состав В. С. Соболева (1950) по кривой для бурых роговых обманок из андезитов. Кривая эта была выбрана потому, что у роговых обманок Удинских лев, кроме явной зеленой окраски, имеются желтоватый и буроватый оттенки, особенно по осям *Nm* и *Np*. Далее, показатели преломления у бурых роговых обманок существенно выше, чем у большинства зеленых. Общая железистость, определенная исходя из этих показателей преломления по кривой для зеленых роговых обманок, оказывается существенно большей, чем обычно, а будучи определенной по кривой для бурых роговых обманок, хорошо согласуется с данными, вычисленными по химическому анализу для базальтической роговой обманки из купола Восточного (Большая Удина). Такое сопоставление вполне допустимо, так как установлено, что при окислении роговых обманок содержание компонентов, определяющих их общую железистость ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$ ), существенно не меняется, хотя В. А. Дир (1940) и считает, что небольшая часть  $\text{Mg}$  замещается при окислении  $\text{Ti}$  и окисью  $\text{Fe}$ .

Бурая роговая обманка встречается чаще, чем зеленая, и распространена преимущественно в экструзивных куполах и дайках.

О составе бурой роговой обманки можно судить не только по приведенным оптическим данным, но и по химическому анализу (аналитик Н. Д. Воронкова):  $\text{SiO}_2$ —39,78,  $\text{TiO}_2$ —2,29,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —15,95,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —14,18,  $\text{FeO}$ —0,65,  $\text{MnO}$ —0,21,  $\text{MgO}$ —12,70,  $\text{CaO}$ —10,95,  $\text{Na}_2\text{O}$ —2,50,  $\text{K}_2\text{O}$ —0,59,  $\text{H}_2\text{O}^+$ —0,13,  $\text{H}_2\text{O}^-$ —0,15, сумма 100,00.

Содержание микроэлементов дано в табл. 28.

Кислородным методом была вычислена следующая формула роговой обманки:  $(\text{Ca}_{1,75}^{\text{Na}_{0,71}}, \text{K}_{0,11})_{2,57} (\text{Mg}_{2,81} \text{Fe}^{3+}_{1,58} \text{Fe}^{2+}_{0,08} \text{Al}_{0,08} \text{Ti Mn}) \text{Si Al O} (\text{OH})_{0,26}$

Эта формула близка к формулам сильноокисленных разновидностей известковых базальтических роговых обманок. Низкий коэффициент  $\text{OH}$  (всего 0,5) обусловлен высокой степенью окисления роговой обманки, ибо при окислении происходит дегидратация минерала, и гидроксильная группа, входящая в ее состав, замещается кислородом. Оптические свойства анализируемой роговой обманки [ $\text{Ng}$ —1,754,  $\text{Nm}$ —1,728,  $\text{Np}$ —1,690,  $(-)\text{2V}$ —76—77°,  $c\text{Ng}$ —5—7°] подтверждают высокую степень ее окисления. Общая железистость исследованной роговой

Таблица 27

## Оптические константы роговых обманок из пород Удинских вулканов

Номер образца	Порода	$N_g$	$N_m$	$N_p$	$N_g - N_p$	$N_g$	Плеохроизм		$cVg$	$(-)\Delta V$	Общая железистость, % по Соболеву, 1950
							$N_m$	$N_p$			
81	Андезито-дациты Большой Удины	1,700	1,690	1,675	0,025	Темно-зеленый	Буровато-зеленый	Зеленовато-желтый	14—16	74—76	45
79	То же	1,745		1,700	0,045	Красно-бурый	Буро-желтый	Желтый	7-12		
1	Роговообманково-пироксеновые андезиты куполов Большой Удины . . .	1,750	1,728	1,698	0,052	Красно-бурый	Буровато-желтый	Бледно-буровато-желтый	7—16	70—75	—
211	Роговообманковые андезиты куполов Малой Удины . . . . .	1,750		1,701	0,049	Темно-бурый	Бурый	Светло-бурый	7—12	72-75	
13	Роговообманково-гиперстеновые андезиты Большой Удины . . . . .	1,740		1,702	0,038	Бурый	Светло-бурый	Желтый	8-12	70—74	
11	Гиперстеновые андезиты Большой Удины . . . . .	1,695	1,672	0,669	0,026	Темно-зеленый	Буровато-зеленый	Зеленовато-желтый	10—16	68-72	40
635	Роговообманковые андезиты дайки Малой Удины	1,750		1,701	0,049	Красно-бурый	Буровато-желтый	Светлый буровато-желтый	8—9	74	—
231	Пемзы Большой Удины	1,690		1,668	0,020	Темно-зеленый	Светло-зеленый	Светлый Зеленовато-желтый			35
692	То же	1,693	1,680	1,670	0,023				12—18	76—78	37

**Содержание микроэлементов в роговой обманке (образец 36) вулкана  
Большая Удина**

Компоненты	Содержание	Градации кларков	Компоненты	Содержание	Градации кларков
Cu	0,0291	В. кл.	Cr	0,00	Кл.
V	0,018	В. кл.	Ba	0,00	Н. кл.
Ni	0,0023	Н. кл.	Sr	0,00	Н. кл.
Co	0,0042	В. кл.			

Примечание. Содержание микроэлементов сравнивается с кларками для средних пород по А. П. Виноградову (1962).

обманки исходя из химического анализа равна 37% (Соболев, 1950) и соответствует 37%.

По мнению большинства петрографов, бурая (базальтическая) роговая обманка образуется путем окисления обычной, зеленой, причем процесс этот сопровождается не присоединением добавочного кислорода, а удалением водорода, что в лабораторных условиях достигается нагреванием роговой обманки до 800°.

Подобные термооптические опыты были проведены и с зелеными роговыми обманками из пемз и андезитов-дацитов Большой Удины. Небольшие кусочки этих пород, содержащие зеленую роговую обманку, нагревались в муфельной печи до  $T = 750^\circ$ , которая поддерживалась непрерывно в течение 4 часов. После прекращения нагрева образцы оставались в печи до полного остывания. Оптические свойства роговой обманки, определенные до и после нагревания, приведены в табл. 29.

Таблица 29

**Оптические свойства роговой обманки из пемз  
и андезитов-дацитов до и после нагревания**

Константы	До нагревания	После нагревания	Природная окисленная роговая обманка
<i>Ng</i>	1,693	1,750	1,745
<i>Nm</i>	1,680	—	—
<i>Np</i>	1,670	1,701	1,700
<i>Ng—Np</i>	0,023	0,049	0,045
<i>cNg</i>	16—18°	5—7°	7—12°
<i>(-)2V</i>	76—78°	75—79°	74—76°
Плеохроизм	<i>Ng</i>	Темно-зеленый	Красно-бурый
	<i>Nm</i>	Светло-зеленый	Бурый
	<i>Np</i>	Светлый, зеленовато-желтый	Желтовато-бурый
			Красно-бурый Буро-желтый Желтый

Эти свойства после нагревания резко изменились, за исключением угла оптических осей. В целом оптические свойства роговых обманок, окисленных искусственно, оказываются весьма близкими к свойствам естественно окисленной роговой обманки из андезито-дацитов.

Хотя изменения оптических свойств у роговой обманки происходят, по всей вероятности, в небольшом интервале температур, окислительный процесс в пределах одного зерна развивается постепенно от центра к краю, по линиям спайности и трещинкам, что хорошо видно в кристаллах роговой обманки, окисленных частично. Этим обстоятельством подтверждается мнение, что в ходе окислительного процесса поступления кислорода из окружающей среды не происходит.

Не наблюдается никаких следов разложения и опацификации у искусственно окисленных роговых обманок.

Определенные изменения в результате искусственного нагрева произошли и в андезите, вмещающем роговую обманку. Андезит приобрел розоватую окраску, возникшую в результате окисления пылеватых включений магнетита в основной массе, а содержащийся в нем гиперстен побурел: микролиты целиком, а более крупные зерна только по периферии в виде каемки гидроокислов железа.

Все это подтверждает мнение о том, что возникновение бурой базальтической роговой обманки произошло в результате вторичного нагрева пород, содержащих зеленую роговую обманку.

Однако в природных условиях базальтическая роговая обманка встречается и в породах, не несущих следов вторичного разогрева. Это дало основание Куно (Kuno, 1950) предположить, что становление ее происходит в процессе замедленного охлаждения лав в случае, если одновременно был затруднен выход летучих. По мнению Куно, подобная обстановка может скорее всего осуществляться в субаэральных условиях (при подводных излияниях, внедрении интрузивных масс и т. п.).

С точки зрения Куно, станет ясным наблюдавшееся нами преобладание бурой роговой обманки в куполах и дайках, резкая дегазация которых затруднена, и полное отсутствие ее в пемзах, образование которых обычно связывают с быстрой дегазацией и резким падением давления в вязких расплавах в результате разрушения жерловой пробки или сильного начального взрыва. При таких условиях медленное остывание и задержка летучих невозможны, а вторичный разогрев маловероятен. Поэтому вполне естественно, что пемзы Большой Удины содержат только зеленую роговую обманку.

Весьма показательна наблюдавшаяся Г. Е. Богоявленской (1962) картина распространения различных роговых обманок в продуктах вулкана Безымянный в 1956, где породы экструзивно-

го купола Новый содержали только бурую, окисленную, роговую обманку, а отложения главного агломератового потока — только зеленую.

Роговая обманка неустойчива в эффузивных условиях, характеризующихся сравнительно низким давлением воды при еще достаточно высокой температуре, и резорбируется с образованием агрегата более устойчивых минералов: железорудного, пироксена и плагиоклаза.

Б. И. Пийп (1956) различает два таких типа распада минералов сложного состава, как роговая обманка: опацинизацию или опацитовую диссоциацию и гранулярную диссоциацию. Опацинизация, по В. Н. Лодочникову (1936, 1955), происходит вследствие излияния лавы на дневную поверхность, когда идет процесс окисления, всегда сопровождающийся выделением очень большого количества тепла. Другим фактором, вызывающим опацинизацию минералов, В. Н. Лодочников считает скрытую теплоту быстрой кристаллизации несколько переохлажденных расплавов, представленных лавами. Явление опацинизации совершается в затвердевшей или почти затвердевшей лаве, чем и можно объяснить сохранившуюся форму первоначального минерала. Гранулярная диссоциация происходит вне окислительной среды, на большей глубине, в связи с распадом неустойчивых продуктов кристаллизации в расплаве, изменившем свой состав. Агрегат диссоциации состоит из более крупных частиц, и очертания первоначального минерала не сохраняются или сохраняются плохо. Процесс этот более длительный и происходит в сравнительно пластичной среде, позволяющей агрегату частично расплавляться.

В Удинских лавах наблюдаются оба типа диссоциации роговых обманок. Опацинизация характерна для лав, главным образом окислившись, с бурой базальтической роговой обманкой. Как показали термооптические исследования А. Ф. Коржинского (1955), нагревание обыкновенной роговой обманки до температуры свыше 800—900° приводит к высвобождению из нее части точечных зерен магнетита, а также появлению мелких выделений авгита. Из этих опытов в какой-то мере становится ясным парагенетический характер связи явлений опацинизации и окисления роговой обманки, являющихся результатом вторичного разогрева. Однако, несмотря на преимущественную приуроченность опацинизации к бурым роговым обманкам, опацинизация у зеленых роговых обманок заставляет предполагать, что вторичный разогрев не является единственной причиной процесса опацинизации.

Гранулярная диссоциация как явление, более глубинное и претворяющее процессы опацинизации и окисления, встречается и в зеленых, и в бурых роговых обманках.

Как известно, для образования роговой обманки требуется повышенное давление летучих, особенно водяного пара. Один и тот же расплав, но в различной степени насыщенный летучими, может давать как роговую обманку, так и пироксены. В этом отношении представляется интересной попытка объяснить локальное появление роговой обманки в гиперстеновых андезитах Большой Удины. Мощные (12—15 м) потоки этих пород обнаруживают любопытные текстурные особенности, заключающиеся в появлении на отдельных участках центральной части потоков сферической отдельности. Диаметр таких сфероподобных образований достигает 30—40 см. При ударе они распадаются на скорлуповидные обломки.

Периферия сферических образований характеризуется довольно высоким (в среднем 5,4%) содержанием гиперстена и незначительным (в среднем 0,4%) буровато-зеленой роговой обманки, причем последняя встречается далеко не повсеместно. В противоположность этому в ядрах сферических образований резко преобладает зеленая роговая обманка, а гиперстен присутствует в незначительных количествах. Суммарное же количество роговой обманки и гиперстена остается стабильным. Изменение соотношения между гиперстеном и роговой обманкой в пользу последней происходит от края сферических образований к центру постепенно, причем никаких реакционных замещений между этими минералами не наблюдается.

Описанный факт, по-видимому, следует связывать с неравномерным распределением летучих во время кристаллизации гиперстена. Последний формировался по всей толще из относительно быстро дегазировавшегося потока. И только на отдельных участках его, в центральных частях сферических образований, локально сохранялись условия, благоприятствующие задержке  $H_2O$  и других летучих, необходимых для образования роговой обманки.

Нередко наблюдаемые в Удинских лавах постепенные переходы от роговой обманки к гиперстену в одном зерне и без каких-либо реакционных замещений также косвенно свидетельствуют в пользу высказанного.

В заключение необходимо коротко сказать о взаимоотношениях роговой обманки с другими минералами. Зачастую наблюдаемые тонкие сростания игольчатых кристаллов роговой обманки и гиперстена свидетельствуют об их одновременной кристаллизации. Реже роговая обманка растет вокруг авгита или (чаще) гиперстена (реакционно замещая их). При этом вновь образованный минерал наследует спайность первичного.

**Кристобалит** встречается в основной массе андезитов, образуя шестигранные таблички, игольчатые кристаллы, неправильные участки, имеющие черепитчатую структуру; иногда выполняет также мелкие пустотки, часто присутствует в гомеогенных

включениях. Показатель преломления минерала 1,485—1,487. Кристобалит распространен преимущественно в роговообманковых и роговообманково-пироксеновых андезитах, слагающих купола и дайки Удинских вулканов. Максимальное содержание его (2% общего объема породы) отмечается для роговообманкового андезита из дайки Малой Удины. В этой породе кристобалит впервые описал на Камчатке В. И. Влодавец (1940). Он считает, что шестигранные таблички кристобалита, встреченные в этих лавах, принадлежали ранее тридимиту, поскольку при скрещенных николях они погасают копьевидными участками. Образование тридимита В. И. Влодавец относит к магматической стадии кристаллизации, а кристобалита — к позднемагматической. Кристобалит в пустотках в стекле, по мнению Влодавца, видимо, образовался в результате газового переноса и развивался уже после затвердевания стекла, как это и было установлено рядом авторов (Белянкин и Виноградов, 1936; Хитаров, 1944).

Однако подобная гипотеза вряд ли может быть использована для объяснения генезиса кристобалита в гомеогенных включениях и в тех случаях, когда он бывает окружен по границе бурым стеклом; это подтверждает, что кристобалит образовался не в самом конце затвердевания. В этом случае вероятнее предположить, что кристобалит является продуктом первичной кристаллизации магмы (Куно, 1950), а не вызван пневматолитическими и гидротермальными процессами. При этом необходимым условием должно быть повышенное насыщение магмы газами, особенно водяным паром.

**Рудные минералы** в лавах Удинских вулканов представлены магнетитом, гематитом и ильменитом.

Магнетит присутствует во всех породах и существенно преобладает над другими рудными минералами (при количественно-минералогических подсчетах последние отдельно не учитывались и объединялись с магнетитом). Магнетит присутствует как в виде вкрапленников, так и в основной массе. Содержание вкрапленников магнетита неодинаково в различных типах лав (табл. 30), причем в андезитах и андезито-дацитах магнетита, как правило, больше, чем в базальтах. О причине этого будет сказано ниже. В этой же таблице приведены нормативные содержания магнетита и ильменита. Норма этих минералов находится в прямой зависимости от кислотности породы: в базальтах суммарное содержание магнетита и ильменита 7—8%, в андезитах 5—5,5%, за исключением андезитов куполов Большой Удины, где содержание рудных превышает 7%. Последнее, видимо, объясняется широким развитием в этих лавах сильно опацизированных минералов, главным образом роговой обманки.

Среди выделений магнетита может быть установлено несколько разновидностей:

1. Идиоморфные кристаллы, обычно изометричные, с ровными или слабоволнистыми гранями. Размер зерна 0,01—0,05 мм, иногда до 0,1—0,2 мм. Мелкие выделения обычно более правильные, чем крупные.

2. Ксеноморфные выделения в кристаллах темноцветных.

3. Пылеватые выделения в основной массе, размер их довольно постоянный: 0,008 мм и меньше.

4. Выделения, входящие в состав опацитовых каемок вокруг оливина, пироксенов и роговой обманки.

Характер выделений магнетита находится в некоторой зависимости от состава лав. Идиоморфные кристаллы встречаются как в базальтах, так и в андезитах, но в последних количество и размеры их больше. Пылеватые включения обильны в основной массе базальтов и андезито-базальтов. Пылеватые включения в более кислых лавах (андезито-дациты и кислые андезиты) отсутствуют. При количественно-минералогических подсчетах

Таблица 30

Содержание магнетита в породах Удинских вулканов

Порода	SiO <sub>2</sub> %	Реальное содержание			Нормативное содержание		
		вкрап-	микро- ленники	суммарное литы содержание	il	mt	il +mt
Базальты Малой Удины . . . . .	49.1	1,7	?		2,1	4,9	7,0
Базальты лавово-пирокластического комплекса Малой Удины . . . . .	51,00—53.30	?			2,0	6,0	8,0
Базальты и андезито-базальты Большой Удины . . . . .	53.30	1,1	7,0	8,1	2,5	5,5	8,0
Двупироксеновые андезиты Большой Удины . . . . .	51,14—53,68	1,5	6,2	7,7	2,0	5,6	7,6
Гиперстеновые андезиты Большой Удины . . . . .	56,4 —56,62	1.4	4,0	5,4	1,5	4,0	5,5
Роговообманковые андезиты куполов Большой Удины . . . . .	58,15 60,06	1,6	1,1	2,7	1,3	6,0	7.3
Роговообманковые андезиты куполов Малой Удины . . . . .	60,00—61,70	2,2	0,5	2.7	1,3	4,0	5,3
Андезито-дациты Большой Удины . . . . .	61,09—61.62	2.1	?	?	1,2	4,1	5,3
Андезито-дациты Большой Удины . . . . .	65.07	1,6	—	1,6			

пылеватые включения в основной массе не учитывались, и поэтому содержание магнетита в базальтах является заниженным.

В некоторых лавах (особенно в андезитах и андезито-дацитах) наблюдается мартитизация магнетита, при которой кристаллы его оказываются как бы рассеянными широкими и равномерно распределенными пластинками, более светлого, чем вмещающий магнетит, минерала (гематита). Лавы куполов в отличие от потоков характеризуются более сильным развитием процессов мартитизации. Развивающиеся при этом структуры различны, но все они свидетельствуют об одновременном развитии двух процессов: окислении магнетита и распаде твердого раствора с выделением пластинок ильменита, обогащенного  $Fe_2O_3$ .

В природноокисленных образцах (андезито-дациты) большинство крупных зерен магнетита мартитизировано и они находятся в большем количестве, чем в неокисленных породах, большая и степень распада его. В остаточном магнетите, по-видимому, имеется небольшое количество продуктов распада твердого раствора шпинели.

Гематит встречается главным образом в окисленных лавах в основной массе (размер зерен 0,008 мм и меньше), в темноцветных (преимущественно в оливине), а также входит в состав опацитовых каемок.

Ильменит очень редок. В некоторых основных лавах (базальты Малой Удины) встречаются зерна магнетита с закономерно расположенными более темными, чем магнетит, пластинками ильменита. Последний является продуктом распада твердого раствора. Однако, как показали последние работы Цветкова и др. (1965), ильменит может образовываться также в результате окисления магнетита. С этой позиции становится более понятным наблюдаемое синхронное развитие пластинок мартита и ильменита по магнетиту.

Характер распада магнетита свидетельствует о достаточно высоком содержании в нем двуокиси титана, позволяющего предполагать, что по составу он приближается к титаномагнетиту.

### **ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ УДИНСКИХ ЛАВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ**

Основные парагенетические типы Удинских лав приведены в табл. 31. Плаггиоклаз присутствует повсеместно как среди вкрапленников, так и в основной массе, поэтому он не учитывался. Чисто плаггиоклазовые породы на Удинских вулканах не встречаются.

Таблица 31

## Основные парагенетические типы Удинских лав

Вкрапленники	Основная масса				
	Оливин, авгит	Авгит	Авгит, гипер- стен	Гипер- стен	Породы
Оливин, авгит Оливин, авгит, гиперстен	Ч. в. Ч. в.	Р. в. Р. в.			Базальты Андезито-базальты
Авгит Авгит, гиперстен Гиперстен		Ч. в. Р. в. Ч. в.	Ч. в. Ч. в.		Пироксеновые андециты
Авгит, гиперстен, роговая обманка Гиперстен, роговая обманка Роговая обманка			Р. в. Р. в.	Ч. в. Ч. в. Ч. в.	Роговообманковые андезиты и андезито- дациты

Примечание: Ч. в. — чаще встречается, Р. в. — реже встречается.

Отдельные группы пород различной кислотности характеризуются вполне определенными и устойчивыми парагенезисами минералов вкрапленников и основной массы.

Группа базальтов и андезито-базальтов характеризуется резким преобладанием типов парагенезиса с одним моноклинным пироксеном в основной массе. Типы парагенезисов с моноклинным пироксеном и подчиненным количеством оливина встречаются значительно реже.

В группе пироксеновых андезитов также преобладают типы парагенезисов с одним моноклинным пироксеном в основной массе, хотя здесь уже появляются парагенезисы с двумя пироксенами в основной массе при подчиненном количестве ромбического.

Третья группа (роговообманковые андезиты и андезито-дациты) отличается господством парагенетических типов с двумя пироксенами в основной массе. Менее распространены типы с одним ромбическим пироксеном.

Рассматривая табл. 31 в целом, можно сказать следующее.

1. Для лав Удинских вулканов наиболее характерны типы парагенезисов с одним моноклинным или с моноклинным и ромбическим пироксеном в основной массе. Парагенезисы с одним ромбическим пироксеном менее распространены, а с моноклинным пироксеном с примесью оливина, даже небольшой, вообще очень редки.

2. Существенная смена минералов вкрапленников от более основных к более кислым породам сопровождается менее резкой

сменой минералов основной массы. Для некоторых типов парагенезисов, отличающихся различным набором минералов вкрапленников, минералы основной массы одни и те же.

3. Общий характер смены парагенетических типов, от более основных к более кислым породам, приближенно соответствует как по минералам вкрапленников, так и по минералам основной массы, порядку выделения минералов при кристаллизации известково-щелочной базальтовой магмы путем фракционной кристаллизации.

4. Мономинеральные типы парагенезисов (характеризуются присутствием одного темноцветного как среди вкрапленников, так и в основной массе) распространены в лавах Удинских вулканов сравнительно редко.

5. Изучение парагенетических типов пород вулкана Хаконэ (Япония) позволило Куно (Kuno, 1950) с привлечением дополнительных данных выделить две серии пород: пижонитовую и гиперстеновую, соответственно характеру пироксена основной массы. Породы пижонитовой серии содержат моноклинный пироксен (авгит, титанистый авгит, пижонит) как единственную фазу, тогда как в породах гиперстеновой серии присутствует либо ромбический пироксен совместно с моноклинным, либо без него.

Исходя из характера пироксена основной массы, а также особенностей смены парагенетических типов от основных пород к более кислым, лавы Удинских вулканов можно в какой-то мере сопоставлять с породами гиперстеновой серии Куно. Как будет показано ниже, имеется ряд факторов, позволяющих делать такое сопоставление.

Порядок выделения минералов при кристаллизации из магмы устанавливается путем исследования структурных взаимоотношений между ними. В эффузивных, не полностью раскристаллизованных породах, это в значительной степени затруднено, так как благодаря порфировой структуре границы соприкосновения кристаллов наблюдаются не всегда. Кроме того, неоднократная и резкая смена условий кристаллизации, связанная с подъемом и извержением магмы, значительно усложняет картину структурных взаимоотношений.

Как известно, при кристаллизации базальтовой магмы развиваются две основные серии минералов — плагиоклазы и пироксены. Плагиоклазы образуют непрерывную реакционную серию с постепенным уменьшением кальциевых членов. Каждая мафическая группа образует непрерывную серию, связанную с другими группами темноцветных прерывистыми реакционными отношениями (оливин, пироксены, амфибол).

На основе наблюдения структурных взаимоотношений минералов (рис. 27) в Удинских лавах удалось составить диаграммы, отражающие последовательность кристаллизации порообразующих минералов в отдельных группах пород (рис. 28).

**Базальты— андезито-базальты.** Первыми из расплава выделялись плагиоклаз I генерации (58—72% An) и оливин. Вопрос о том, какой из них возглавил кристаллизационный процесс, однозначно не решается. Как видно из таблицы, интрателлурический оливин  $Fa_{38-42}$  (базальты Малой Удины) начал кристаллизоваться, по-видимому, до плагиоклаза (I + II генерации) поскольку он встречается в виде реликтовых зерен в плагиокла-

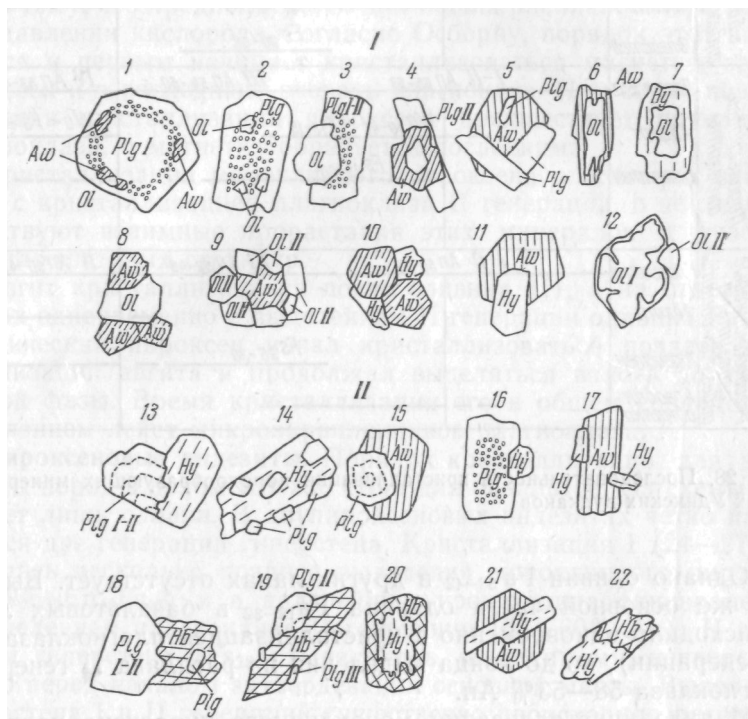


Рис. 27. Структурные соотношения породообразующих минералов в лавах Удинских вулканов

I — базальты: 1 — вростики оливина и авгита в зональный плагиоклаз I генерации; 2 — вростики оливина в зональный плагиоклаз I генерации; 3 — вростики оливина в зональный плагиоклаз I—II генераций; 4 — вростики авгита с вростком оливина в плагиоклаз II генерации; 5 — пойкилитовое включение плагиоклаза в авгите; 6 — реакционное соотношение оливин-авгит; 7 — реакционное соотношение оливин — гиперстен; 8, 9 — структурное соотношение авгита и оливина; 10, 11 — структурное соотношение авгита и гиперстена; 12 — структурное соотношение оливина I и II генераций.

II — андезиты: 13 — структурные соотношения плагиоклаза I и II генераций и гиперстена; 14 — вростики плагиоклаза в гиперстен; 15 — вросток зонального плагиоклаза в авгите; 16 — вросток гиперстена во внешнюю зону зонального плагиоклаза I и II генераций; 17 — вростики гиперстена в авгите; 18, 19 — вростики плагиоклаза в роговую обманку; 20 — реакционное соотношение гиперстен—роговая обманка; 21 — вросток гиперстена в авгите; 22 — структурное соотношение гиперстена и роговой обманки

Обозначения минералов: Plg — плагиоклаз, OL — оливин, Aw — авгит, Hy — гиперстен, Hb — роговая обманка

Породы	Минералы	Стадии кристаллизации			
		Доэффузивная (интраэффузивная)	Эффузивная		Постэффузивная
Базальты и андезиты-палазиты	Плагиоклаз	I Ап 72-68	II Ап 54-56	III Ап 55-51	IV Ап 54-48
	Оливин	I Fa 38-42	II Fa 16-28		
	Авгит		Wo <sub>35-41</sub> Fs <sub>12-17</sub> — —		Wo < Fs >
	Гиперстен		— — — — —	Fs 26-32	
Пироксеновые андезиты	Плагиоклаз	I-II Ап 65-53	III Ап 54-50	IV Ап 53-40	
	Авгит	— — — — —	Wo <sub>39-41</sub> Fs <sub>13-15</sub> — —		Wo < Fs >
	Гиперстен	— — — — —	— — — — —	Fs 28-30	
Рогообитанные андезиты-палазиты	Плагиоклаз	I-II Ап 58-52	III Ап 52-48	IV Ап 50-45	
	Авгит	— — — — —	— — — — —	— — — — —	
	Гиперстен	— — — — —	— — — — —	Fs 26-30	
	Роговая обманка	— — — — —	— — — — —	— — — — —	

Рис. 28. Последовательность кристаллизации породообразующих минералов в лавах Удинских вулканов

зе. Однако оливин  $Fa_{38-42}$  в других лавах отсутствует. Выделение же основной части  $Fa_{16-28}$  оливина  $Fa_{18-32}$  в базальтовых лавах происходило одновременно с кристаллизацией плагиоклаза (I+II генерации), но до конца выделения из расплава II генерации плагиоклаза 58—53% Ап.

Начало кристаллизации моноклинного пироксена предположительно совпадает с концом кристаллизации плагиоклаза I генерации. Т. Ф. Барт (1956) предложил уравнение, согласно которому из нормативного состава базальта можно установить природу первых кристаллических фаз, выделяющихся из расплавов. В случае если сумма  $(ab + 2di + 2,3hy)$  больше 123, то кристаллизация началась с выделения пироксена, если меньше — с плагиоклаза. Для наименее дифференцированных базальтов Удинских вулканов и всех прочих вулканов Ключевского дола эта сумма значительно меньше 123 и указывает на то, что первым в базальтах начал выделяться плагиоклаз.

Как показал Е. Д. Осборн (1964), порядок кристаллизации

7  
Нормативные компоненты ab, an, di, hy пересчитываются на 100%, а полученные величины обозначаются через ab', an', di', hy'.

плаггиоклаза и пироксена при охлаждении в определенной степени зависит от парциального давления кислорода. Порядок кристаллизации базальтового расплава, полученного плавлением базальта из района Колумбия Ривер, при равновесном давлении кислорода, по данным Фудали и др. (Fudali, 1962), был следующим: плаггиоклаз — пироксен-магнетит, т. е. соответствующий тому, что предполагается для наших расплавов. При высоком давлении кислорода, согласно Осборну, порядок этот нарушается и первым начинает кристаллизоваться магнетит, затем пироксен и в последнюю очередь плаггиоклаз. При более низком давлении кристаллизация пироксена предшествует появлению плаггиоклаза, а магнетит образуется последним.

Кристаллизация моноклинного пироксена в основном совпала с кристаллизацией плаггиоклаза II генерации, о чем свидетельствуют взаимные прорастания этих минералов и участки пойкилоофитовых структур.

Авгит кристаллизовался после оливина (I), а на отдельных этапах одновременно с выделением II генерации оливина  $Fa_{18-28}$  Ромбический пироксен начал кристаллизоваться позднее кристаллизации авгита и продолжал выделяться вплоть до эффузивной фазы. Время кристаллизации его в общем совпадало с выделением лейст микровкрапленников плаггиоклаза.

**Пироксеновые андезиты.** Порядок кристаллизации для этой группы пород в целом тот же, что и для базальтов. Из схемы выпадает лишь оливин. В двупироксеновых андезитах четко намечаются две генерации гиперстена. Кристаллизация I (24—27Fs) началась несколько позднее выделения моноклинного пироксена ( $Wo_{39}En_{46}Fs_{15}$ ) и в дальнейшем происходила одновременно с выделением плаггиоклаза II генерации (53—60% An); II генерация гиперстена (Fs) выделялась, по-видимому, непосредственно перед началом <sup>28</sup>затвердевания основной массы. Выделение гиперстена I и II генераций существенно происходило разновременно.

**Роговообманковые андезиты и андезито-дациты.** Характерной особенностью пород этой группы является присутствие в них роговой обманки. Четкое разделение I и II генераций плаггиоклаза в этой группе пород затруднено, и это обстоятельство в известной степени осложнило задачу установления времени начала выделения роговой обманки. Можно только отметить, что она начала выделяться где-то в середине кристаллизации плаггиоклаза (I + II). Хотя и встречающиеся зональные кристаллы роговой обманки свидетельствуют об изменении физико-химических условий во время ее кристаллизации, тем не менее формирование ее происходило, по-видимому, в течение относительно короткого времени. Обеднение того же самого расплава летучими, особенно водой, столь необходимых для кристаллизации роговой обманки, приводило к кристаллизации гиперстена.

В некоторых роговообманковых андезитах наблюдается исчезновение роговой обманки, вместо которой кристаллизуется гиперстен. Основная часть кристаллов гиперстена начала кристаллизоваться позднее и выделялась вплоть до полного застывания лавы.

Все изложенное позволяет сделать следующие выводы относительно петрографического состава продуктов деятельности Удинских вулканов:

1. Лавы вулканов Большая и Малая Удина обнаруживают петрографическое единство, проявляющееся как в близости количественно-минералогического состава пород с одинаковым содержанием  $\text{SiO}_2$ , так и в сходстве составов отдельных минералов, и позволяющее предполагать общность их магматического источника.

Вместе с тем породы Удинских вулканов имеют и некоторые различия, наиболее существенным из которых является резко повышенное содержание гиперстена в основных лавах Малой Удины.

2. Общий характер смены парагенетических типов от основных лав Удинских вулканов к более кислым в целом соответствует порядку выделения минералов при фракционной кристаллизации известково-щелочной базальтовой магмы.

3. Одновременно породы Удинских вулканов обнаруживают ряд признаков (особенно заметных в лавах, излившихся после длительного покоя), появление которых не может быть объяснено действием простой фракционной кристаллизации. Это: а) более высокая основность плагиоклаза, чем можно было ожидать, исходя из химизма породы, особенно четко выявляющаяся в наиболее кислых разностях; б) разница в модалном и нормативном (первый больше второго) составе плагиоклаза, возрастающая с увеличением кислотности лав; в) наличие большого количества сильно резорбированных и частично расплавленных зерен плагиоклаза, содержащих многочисленные стекловатые включения; г) присутствие зональных вкрапленников плагиоклаза, главным образом в более кислых разностях лав; д) нередко наблюдаемая обратная и сложная зональность плагиоклаза в андезитах Большой Удины; е) ненормально большое распространение периклиновых двойников плагиоклаза (в лавах с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 58 до 62%), нехарактерных для первичных плагиоклазов магматических пород; ж) отсутствие заметного увеличения, а в некоторых случаях даже явное уменьшение отношения  $\text{FeO}/\text{MgO}$  во вкрапленниках ферромагнезиальных минералов от основного к кислому концу серии; з) повышенная железистость ферромагнезиальных минералов Удинских вулканов по сравнению с аналогичными минералами из лав других вулканов Ключевского дола (Плоский, Ключевской); и) присутствие в самых кислых лавах Удинских вулканов наиболее маг-

незиального гиперстена; к) наличие реакционных каемок ромбического пироксена вокруг зерен оливина; л) относительно высокое содержание гиперстена в лавах Удинских вулканов, главным образом в таких, которые обнаруживают и ряд других перечисленных выше признаков; м) сравнительно большое количество роговой обманки и кристобалита в лавах умеренной кислотности; н) присутствие сильно корродированных зерен кварца, окруженных реакционной каймой моноклинного пироксена.

4. Некоторые признаки имеют региональное значение, причем не только для Камчатки, но и для всей Тихоокеанской провинции. Другая часть их отражает петрографическую специфику лав только Ключевского дола. И, наконец, третья группа признаков характерна только для Удинских вулканов и, вероятно, еще для некоторых (Безымянная, Большая и Малая Зиминая) вулканов юго-восточной части Ключевского дола. Эти признаки подтверждают, что в петрогенезисе Удинских лав, помимо фракционной кристаллизации, заметную роль играла как некоторая ассимиляция пород фундамента, так и, возможно, некоторая смесимость в различной степени раздифференцированных расплавов.

## ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЭВОЛЮЦИЯ ЛАВ УДИНСКИХ ВУЛКАНОВ

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Химизм лав изученных вулканов отражен в табл. 32.

Результаты пересчета анализов по методу А. Н. Заварицкого нанесены на диаграмму (рис. 29), из которой видно, что состав Удинских лав варьирует от андезито-дацитов ( $b = 8,4$ ) до базальтов ( $b = 26,6$ ), причем подавляющее большинство лав представлено андезитовыми разностями.

Подавляющая часть векторов сосредоточена между линиями типа Лассен-Пик и Йеллоустонский парк. Четко линейное расположение фигуративных точек на обеих плоскостях диаграмм позволяет наметить вариационную линию, единую для лав обоих Удинских вулканов и их экструзивных куполов. Почти полное отсутствие отклонений фигуративных точек от намеченных вариационных кривых может рассматриваться как свидетельство ведущей роли фракционной кристаллизации в формировании всего разнообразия Удинских лав. Наблюдаемый небольшой разброс фигуративных точек для андезитовых и андезито-дацитовых разностей, по-видимому, следует связывать с наложенными ассимиляционными процессами, проявившимися, как это было показано по ряду петрографических признаков, преимущественно в кислых породах.

На плоскости *ASB* вариационная линия Удинских вулканов практически совпадает с кривой типа Лассен-Пик. Хорошо выраженное в верхней части диаграммы отклонение упомянутой линии в сторону кривой типа Мон-Пеле свидетельствует об относительном уменьшении (при слабом возрастании) содержания щелочей с увеличением кислотности пород.

По данным С. И. Набоко (1963), щелочность камчатских лав возрастает вкрест простирания полуострова, от его тихоокеанского побережья к западному. Наименьшую щелочность обнаруживают лавы Восточно-Камчатской активной зоны, наибольшую — лавы Срединного хребта. Промежуточное положение в этом ряду занимают лавы Центральной Камчатской депрессии.

Из вышеупомянутой диаграммы следует, что общая щелочность Удинских вулканов в целом сравнительно умеренная ( $a = 7,0-12,0$ ), соответствует уровню общей щелочности для лав Восточно-Камчатской вулканической зоны.

Не выявляется и отмеченное ранее (Апрелков и др., 1963) для молодых эффузивов Камчатки постоянство общей щелочности (4—5%) и соотношения щелочей ( $n = 70-80$ ). Сумма щелочей в лавах Малой Удины варьирует в пределах от 3,4 до 5,7 и Большой Удины — от 3,3 до 6,1. Значение параметра  $n$ , колеблющегося в диапазоне 72—90, в среднем составляет для (Малой

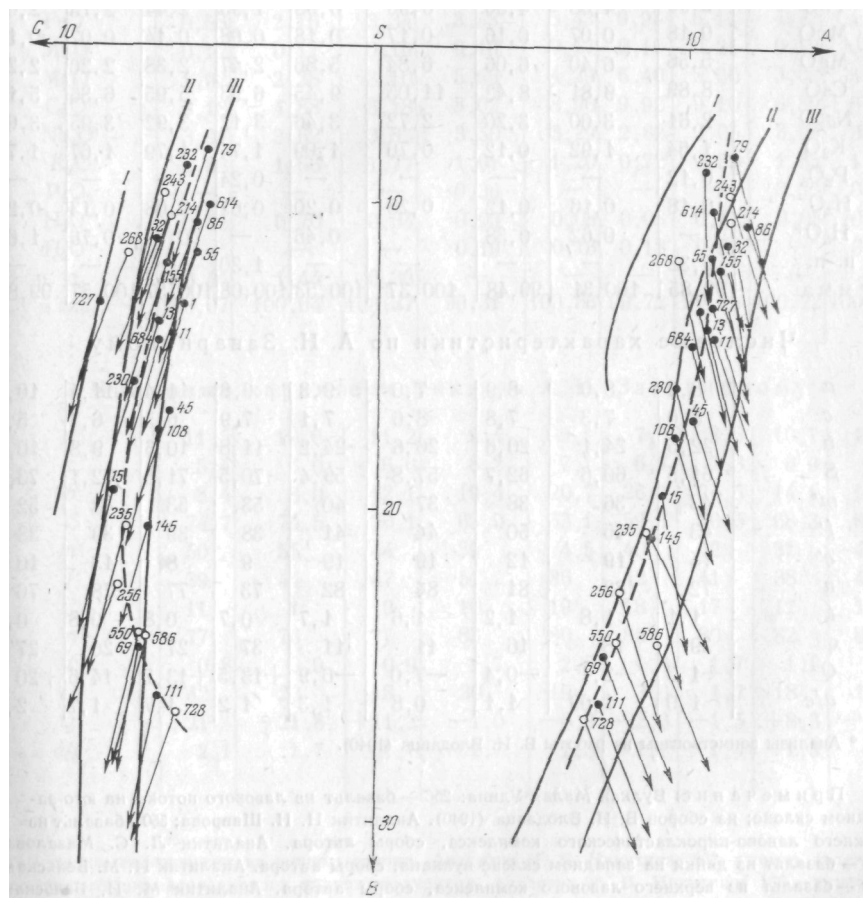


Рис. 29. Диаграмма химических составов лав Удинских вулканов (по А. Н. Заварицкому)

*I* — вариационная кривая типа Пеле; *II* — вариационная кривая Лассен-Пиг; *III* — вариационная кривая типа Йеллоустон. Цифры при точках соответствуют данным табл. 32. Пунктиром показана вариационная линия лав Удинских вулканов

Таблица 32

## Химический состав лав Удинских вулканов

Компоненты	Образцы								
	256*	550	235	728	586	268*	214	243	614
SiO <sub>2</sub>	51,83	52,10	53,30	49,16	51,00	58,08	61,06	61,62	62,98
TiO <sub>2</sub>	0,84	1,27	0,91	1,15	1,22	0,56	0,71	0,66	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,48	16,68	17,94	17,92	17,44	18,02	17,93	18,10	15,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,36	5,20	3,39	3,36	3,18	4,94	3,37	2,32	3,07
FeO	2,90	4,08	4,50	6,96	6,98	1,95	2,44	2,73	2,63
MnO	0,18	0,07	0,16	0,17	0,18	0,08	0,14	0,07	0,11
MgO	5,56	6,40	6,06	6,84	5,86	2,47	2,38	2,20	2,20
CaO	8,89	9,81	8,42	11,05	9,45	6,93	5,95	6,36	5,15
Na <sub>2</sub> O	2,61	3,00	3,20	2,72	3,46	3,12	3,92	3,95	3,67
K <sub>2</sub> O	1,54	1,92	0,12	0,76	1,09	1,74	1,79	1,67	1,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	—	—	—	—	0,24	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0,18	0,16	0,12	0,28	0,20	0,65	0,08	0,13	0,25
H <sub>2</sub> O+	—	0,62	0,38	—	0,46	—	0,77	0,76	1,60
П. п. п.	0,32	—	—	—	—	1,30	—	—	—
Сумма	99,85	100,31	99,48	100,37	100,53	100,08	100,57	100,57	99,83

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	8,2	8,0	8,9	7,0	9,3	9,8	11,4	11,4	10,9
<i>c</i>	8,0	7,3	7,8	8,6	7,1	7,9	6,5	6,7	5,3
<i>b</i>	22,5	24,1	20,6	26,6	24,2	11,8	10,6	9,8	10,2
<i>S</i>	61,5	60,6	62,7	57,8	59,4	70,5	71,5	72,1	73,6
<i>m'</i>	43	36	38	37	40	53	53	48	52
<i>f'</i>	43	45	50	44	41	38	39	39	33
<i>c'</i>	14	19	12	19	19	9	8	13	10
<i>n</i>	72	82	81	84	82	73	77	78	76
<i>t</i>	1,1	1,8	1,2	1,6	1,7	0,7	0,8	0,8	0,7
<i>φ</i>	29	18	16	11	11	37	27	20	27
<i>Q</i>	-1,3	-2,1	-0,4	-7,0	-6,9	+13,5	+13,7	+14,6	+20
<i>a/c</i>	1,0	1,09	1,1	0,8	1,3	1,2	1,7	1,7	2,0

Анализы заимствованы из работы В. И. Влодавца (1940).

Примечание: Вулкан Малая Удина: 256 — базальт из лавового потока на юго-западном склоне; из сборов В. И. Влодавца (1940). Аналитик Н. Н. Шаврова; 550 — базальт из нижнего лавово-пирокластического комплекса, сборы автора. Аналитик Л. С. Мазалова 235 — базальт из дайки на западном склоне вулкана, сборы автора. Аналитик И. М. Вельская 728 — базальт из верхнего лавового комплекса, сборы автора. Аналитик М. И. Вельская 586 — базальты из кратерной эффузии, сборы автора. Аналитик Л. С. Мазалова; 268 — рогово-обманковый андезит из дайки на западном склоне вулкана из сборов В. И. Влодавца (1940). Аналитик Н. Н. Шаврова; 214 — роговообманковый андезит купола Северного, сборы автора. Аналитик Л. С. Мазалова; 243 — роговообманковый андезит купола Крайнего, сборы автора. Аналитик Л. С. Мазалова. Вулкан Большая Удина; G4 — пемза андезито-дацитового состава (северное подножие вулкана). Аналитик И. М. Бендер;

Таблица 32 (продолжение)

Компоненты	Образцы								
	79	232	155	15	145	111	69	13	684
SiO <sub>2</sub>	65,07	63,50	60,06	52,50	53,68	51,21	51,14	58,15	58,54
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,70	0,73	1,23	1,77	1,27	1,20	0,92	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,38	16,52	17,79	18,69	17,24	16,06	16,15	17,90	17,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,20	2,41	2,63	4,38	4,75	1,23	4,85	2,86	2,76
FeO	0,58	2,76	3,34	3,53	5,43	9,93	6,12	4,72	4,66
MnO	0,12	0,17	0,19	0,16	0,17	0,10	0,21	0,12	0,09
MgO	1,92	2,28	3,10	5,65	4,39	6,40	5,30	3,08	3,55
CaO	5,18	4,88	6,18	8,02	8,90	9,92	9,10	6,80	6,74
Na <sub>2</sub> O	3,97	3,62	3,85	3,50	3,29	2,62	3,05	3,94	3,67
K <sub>2</sub> O	1,88	1,66	1,77	1,01	1,20	0,72	0,53	1,35	1,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,36	—	—	—	0,33	0,41
H <sub>2</sub> O-	0,25	0,70	0,34	0,09	0,08	0,08	0,12	0,03	0,06
H <sub>2</sub> O+	—	—	—	0,19	0,16	0,18	0,85	—	0,13
П. п. п.	0,44	1,44	0,39	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,07	100,04	100,37	99,31	100,56	99,72	99,22	100,22	100,30

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,5	10,6	11,2	9,4	9,1	7,5	7,6	10,7	10,3
<i>c</i>	5,4	6,0	6,6	8,2	7,1	6,7	7,3	6,9	6,8
<i>b</i>	8,4	8,9	12,1	19,4	20,7	26,1	24,6	14,1	14,6
<i>S</i>	74,7	74,5	70,1	63,0	63,1	59,7	60,5	68,3	68,3
<i>m'</i>	50	55	44	39	4,5	40	42	51	47
<i>f'</i>	39	44	47	51	36	42	41	38	42
<i>c'</i>	11	1	9	10	19	18	17	11	11
<i>n</i>	77	76	77	83	80	85	80	82	80
<i>t</i>	0,8	0,9	0,9	1,7	2,5	1,8	1,7	1,1	1,0
$\Phi$	42	23	18	20	19	3,6	1,7	18	16
<i>Q</i>	+21	+21,8	+11,2	-1,0	-0,9	-2,3	-1,5	+8,3	+9,2
<i>a/c</i>	2,1	1,7	1,7	1,7	1,3	1,1	1,4	1,5	1,1

79 — дацит из экструзии на южном склоне. Аналитик И. Б. Никитина; 232 — пемза андезитодацитового состава с южного подножия вулкана. Аналитик И. Б. Никитина; 15S — гиперстеновый андезит из нижнего вулканического комплекса вулкана. Аналитик И. Б. Никитина; 15 — андезито-базальт с восточного склона. Аналитик М. П. Баранова; 145 — андезито-базальт с северо-западного склона Большой Удины. Аналитик Н. В. Воронкова; 111 — базальт с западного склона вулкана. Аналитик М. А. Ершова; 69 — базальт с южного склона вулкана. Аналитик М. А. Ершова; 13 — гиперстеновый андезит с северного склона Большой Удины. Аналитик М. А. Ершова; 684 — гиперстеновый андезит с северного склона вулкана. Аналитик М. А. Ершова;

Таблица 32 (окончание)

Компоненты	Образцы								
	11	45	230	108	1	86	32	55	727
SiO <sub>2</sub>	58,69	56,62	56,50	56,40	60,18	61,70	60,00	61,40	55,52
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,17	0,82	1,11	0,76	0,49	0,81	0,76	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,52	17,08	18,33	17,00	10,72	17,12	16,54	16,30	20,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52	4,98	2,15	4,62	3,78	4,91	3,73	6,34	2,90
FeO	4,57	4,06	6,03	3,87	3,49	1,97	2,90	0,66	3,47
MnO	0,13	0,11	0,11	0,15	0,14	0,24	0,14	0,13	0,12
MgO	3,16	3,66	3,95	4,15	3,12	1,91	2,66	2,44	3,08
CaO	7,00	7,26	7,13	7,46	5,95	5,62	6,12	5,60	8,20
Na <sub>2</sub> O	3,86	3,60	3,60	3,53	3,67	3,97	3,83	3,62	3,86
K <sub>2</sub> O	1,59	1,48	1,08	1,42	1,58	2,10	1,97	1,84	1,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O-	0,07	0,07	0,20	0,05	0,14	0,24	0,27	0,11	0,31
H <sub>2</sub> O+	0,18	0,12	0,08	0,15	0,30	0,94	—	-0,67	0,18
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,34	100,11	99,98	99,91	99,81	100,87	100,88	99,87	99,71
	Числовые	характеристики	по	А.	Н.	Заварицкому			
<i>a</i>	10,9	10,3	9,8	9,8	10,5	11,9	11,3	10,8	10,9
<i>c</i>	6,9	6,5	7,6	6,7	6,1	5,7	7,0	5,7	8,7
<i>b</i>	14,4	16,9	15,9	17,5	13,4	10,7	11,3	11,7	13,4
<i>S</i>	68,3	66,3	66,7	66,0	70,0	71,7	70,4	71,8	67,0
<i>m'</i>	47	49	49	45	51	58	54	54	46
<i>f'</i>	38	36	43	40	39	30	40	35	40
<i>c'</i>	15	14	8	14	10	12	6	11	13
<i>n</i>	78	78	83	22	78	74	75	75	81
<i>t</i>	1,0	1,5	1,0	1,4	0,9	0,6	1,0	0,9	0,8
$\varphi$	15	24	11	78	24	48	29	47	19
<i>Q</i>	+8,4	+5,5	+6,2	+5,7	+12,1	+13,9	+11,2	+16,3	+3,5
<i>a/c</i>	1,7	1,6	1,3	1,4	1,7	2,0	1,6	1,9	1,2

11 — гиперстеновый андезит из вершинной экстрезии Большой Удины. Аналитик М. А. Ершова; 45 — двупироксеновый андезит с восточного склона. Аналитик М. А. Ершова; 230 — двупироксеновый андезит с северо-восточного склона. Аналитик М. П. Баранова; 108 — двупироксеновый андезит с западного склона вулкана. Аналитик М. А. Ершова; 1 — роговообманковый андезит, Юго-восточный купол. Аналитик В. С. Скорохов; 86 — роговообманковый андезит, Восточный купол. Аналитик И. Б. Никитина; 32 — роговообманковый андезит. Южный купол. Аналитик В. С. Скорохова; 55 — роговообманковый андезит, Шероховатый купол. Аналитик Н. В. Воронова; 727 — гиперстеновый андезит из дайки на северном склоне вулкана. Аналитик М. А. Ершова.

Удины 78,6, Большой Удины — 79,3, а для Удинских вулканов в целом 79,0.

Обращаясь вновь к диаграмме (рис. 29), можно также указать на отсутствие пород, пересыщенных алюминием, и существенную роль кальция, несколько возрастающую в наиболее основных дифференциатах.

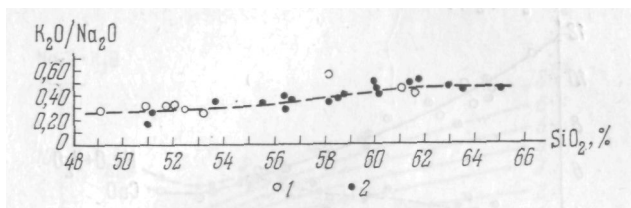


Рис. 30. Диаграмма  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  для лав Удинских вулканов  
1 — лавы Малой Удины; 2 — лавы Большой Удины

На плоскости *CSB* сгущение векторного ряда по сравнению с правой частью диаграммы несколько смещено вправо. Это, а также относительно невысокое значение величины *c* (5,3—8,7) указывает на несколько пониженное содержание извести в калиевой составляющей.

Лавы Удинских вулканов характеризуются существенным преобладанием натрия над калием. Отношение  $K_2O/Na_2O$  колеблется от 0,17 до 0,64, составляя в среднем для Малой Удины 0,45 и для Большой Удины 0,40. С увеличением кислотности величина указанного отношения плавно возрастает (рис. 30).

Однако для лав с близким содержанием  $SiO_2$  указанная величина заметно колеблется. Как показал ЯмасакИ (Jamasaki, 1956), в процессе контаминации магмы значение этого отношения увеличивается. В таком случае подобный ассимиляционный признак должен наиболее четко проявиться в кислых разностях, в которых содержание ксенолитов было максимальным. Действительно, величина отношения  $K_2O/Na_2O$  по сравнению с его средним значением (0,41) для Удинских вулканов в целом оказывается повышенной для вязких роговообманковых андезитов куполов и даек. Так, для эффузивных образований Малой Удины оно составляет 0,44, Большой Удины — 0,49 и дайки роговообманковых андезитов 0,56.

Предположение о взаимосвязи отношения  $K_2O/Na_2O$  с ассимиляционными процессами подтверждается и высоким значением этой величины в лавах (независимо от их кислотности), излиянием которых началась деятельность обоих Удинских вулканов. Так, для базальтов, слагающих основание Малой Удины, оно составляет в среднем 0,62 и для андезито-дацитов нижнего комплекса Большой Удины — 0,47. Естественно предполагать,

что расплавы, первыми прокладываящие путь к поверхности, оказываются наиболее загрязненными чуждым материалом. В аналогичной обстановке были и лавы, сформировавшие купола далеко в стороне от центральных выводных каналов. Этими же обстоятельствами, по-видимому, обусловлено и существенно

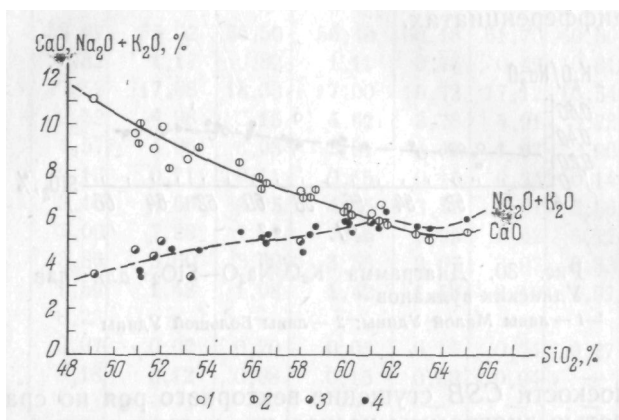


Рис. 3.1. Вариационная диаграмма CaO, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub> для лав Удинских вулканов

Малая Удина: 1— Ca, %; 3 — Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, %; Большая Удина: 2— Ca, %; 4—Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, %

повышенное значение  $K_2O/Na_2O$  в дайках, по сравнению со средним значением этого же отношения в лавах с соответственным содержанием  $SiO_2$  (среднее значение взято по кривой рис. 31). Отношения  $K_2O/Na_2O$  в дайках Удинских вулканов: базальт ( $SiO_2 = 53,30$ , в дайках — 0,35, в лавах — 0,30; андезито-базальт ( $SiO_2 = 55,52$ ), в дайках — 0,35, в лавах — 0,32; рогово-обманковый андезит ( $SiO_2 = 58,08$ ) в дайках — 0,56, в лавах — 0,38.

Таким образом, можно считать, что отношение  $K_2O/Na_2O$  в породах описываемого вулкана возрастает, во-первых, с увеличением кислотности лав, а во-вторых (и главным образом), с повышением степени их ассимиляции. С этим, вероятно, связаны все наиболее резкие отклонения этой величины от ее среднего значения, которые, как было показано, плавно меняются с основностью лав.

Величина щелочно-известкового индекса Пикока (Reasock, 1931) составляет, если судить по диаграмме (рис. 31), 61—61,5%  $SiO_2$ . Последняя величина наиболее близка к значению упомянутого индекса, полученному С. Е. Апрельковым и др. (1963) для средне- и верхнечетвертичных лав Камчатки.

Химизм Удинских лав характеризуется весьма стабильным значением суммы  $Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$  (alkal), которая в целом равна 22,4, а для Малой Удины колеблется в пределах 21,4—23,7, для Большой Удины 19,4—25,3. Как показал Стейнер (Steiner, 1958), в породах аккумулятивных серий постоянство величины alkal не наблюдается. Исходя из этого можно предполагать, что в образовании всей гаммы Удинских лав ведущую

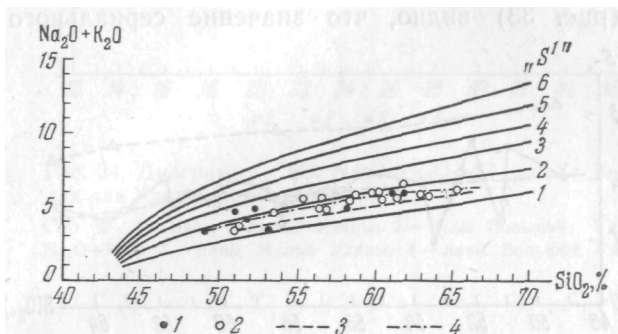


Рис. 32. Диаграмма А. Ритмана для лав Удинских вулканов

1 — Малая Удина; 2 — Большая Удина; 3 — лавы Восточно-Камчатской зоны; 4 — лавы Удинских вулканов

роль играла фракционная кристаллизация. Наибольшее отклонение от указанного среднего значения alkal дает порода дайки, при формировании которой, возможно, имела место и некоторая аккумуляция кристаллов.

Для выявления характера изменения пород от основного к кислому концу серий может быть использован серийный индекс Ритмана (Rittmann, 1957). Последним было показано, что  $Alkal = (Na_2O + K_2O) - SiO_2$  вариационные кривые большинства серий вулканических пород, возникших в результате кристаллизационной дифференциации, сходятся в фокусе  $Alkal = 0$  и  $SiO_2 = 43$ . Такие параболы могут быть выражены уравнением  $Alkal = S/SiO_2 = 43$ .

Вариационная линия лав Удинских вулканов (рис. 32), в диапазоне основных пород ( $SiO_2$  от 49 до 55%), совпадающая с параболой «2», при дальнейшем возрастании кислотности заметно отклоняется в сторону параболы «1», соответствующей наиболее известковым сериям пород. Подобное явление, предварительно намечившееся еще при рассмотрении диаграммы А. Н. Заварицкого, подтверждает наличие наложенных на нормальный ход кристаллизационной дифференциации иных, по-видимому, контаминационных процессов.

$$\text{Величина сериального индекса } S = \frac{(K_2O + Na_2O)^2}{SiO_2 - 43}$$

для лав Малой Удины варьирует от 1,0 до 2,5 (среднее 1,9) и для Большой Удины — от 1,3 до 2,1 (среднее 1,7).

Согласно концепции Ритмана (Rittmann, 1958) при гравитационной и кристаллизационной дифференциации индекс  $S$  при возрастании кислотности остается почти постоянным. Из диаграммы (рис. 33) видно, что значение сериального индекса

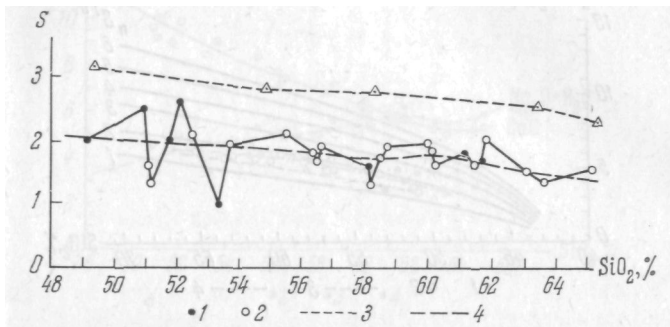


Рис. 38. Диаграмма  $S-SiO_2$  для лав Удинских вулканов  
 1 — Малая Удина; 2 — Большая Удина; 3 — лавы Армении (Ширинян, 1962); 4 — лавы Удинских вулканов

Удинских лав постепенно, но неуклонно уменьшается от основных к кислым. По мнению Ритмана, уменьшение сериального индекса является прямым результатом ассимиляции сиалических (или осадочных) горных пород. Аналогичное изменение сериального индекса четко устанавливается для плио-плейстоценовых лав Армении, обнаруживающих явные ассимиляционные признаки (Ширинян, 1962). Резкие колебания сериального индекса, независимо от изменения кислотности, К. Г. Ширинян объясняет как газовым переносом материала, так и ассимиляцией сиалических горных пород. Для основных дифференциатов Удинских лав с содержанием  $SiO_2$  от 49 до 54% наблюдаются колебания умеренной амплитуды, которые если и можно связывать с указанными причинами, то скорее всего с первой из них, ибо (если судить по ранее приведенным данным) ассимиляция наиболее резко проявилась в породах кислого диапазона, для которых колебания величины практически отсутствуют.

Отношение  $MgO \cdot 100 / FeO + Fe_2O_3 + MgO + Na_2O + K_2O$ , именуемое Х. Куно (Kuno, 1959) индексом затвердевания (SI), может быть использовано в качестве абсциссы (вместо  $SiO_2$ ) при построении вариационных диаграмм. Величина SI для  $CaO = Na_2O + K_2O$  представляет щелочно-известковый индекс, позволяющий (в отличие от одноименного индекса Пикока) сравни-

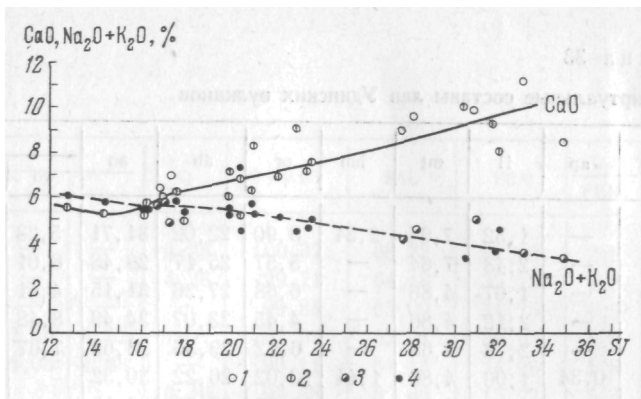


Рис. 34. Диаграмма  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ —SI (по Х. Куно) для лав Удинских вулканов

$\text{CaO}$  % 1— лавы Малой Удины; 2— лавы Большой Удины;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; 3— лавы Малой Удины, 4— лавы Большой Удины

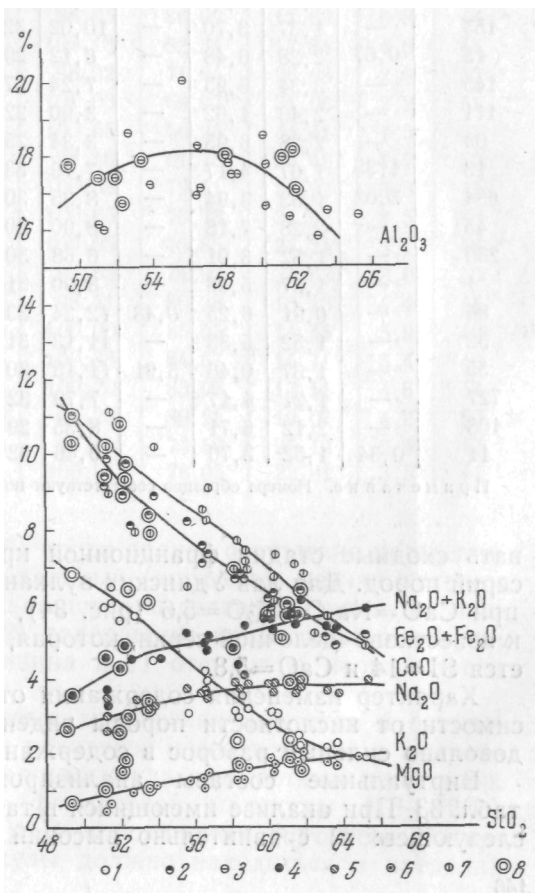


Рис. 35. Вариационная диаграмма Харкера для лав Удинских вулканов

1— $\text{MgO}$ ; 2— $\text{CaO}$ ; 3— $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 4— $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; 5— $\text{Na}_2\text{O}$ ; 6— $\text{K}_2\text{O}$ ; 7— $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 8— (с дополнительным кружком) — лавы Малой Удины, остальные — лавы Большой Удины

Таблица 33

## Виртуальные составы лав Удинских вулканов

Номер образца	ap	il	mt	hm	or	ab	an	di		
								wo	en	fs
256B		1,52	7,64	2,24	8,90	22,02	31,71	5,23	4,52	—
550	—	2,43	7,64	—	5,57	25,17	29,48	8,01	6,02	1,19
235	—	1,67	4,86	—	6,68	27,26	31,15	4,41	3,11	0,92
728	—	2,12	4,86	—	4,45	23,07	34,49	8,48	5,42	2,51
586	—	2,78	4,63	—	6,12	29,36	28,65	7,67	4,62	2,64
268B	0,34	1,06	4,86	1,44	10,02	26,22	30,32		2,60	
214	—	1,37	4,86	—	10,57	33,03	26,15		2,65	
243	—	1,37	3,24	—	10,02	33,56	26,70		4,03	
614	—	1,06	4,40	—	10,57	31,46	21,14	1,74	1,21	0,40
79	—	1,21	—	4,15	11,56	21,42	1,74	1,74	1,51	—
232	—	1,37	3,47	—	10,02	30,41	24,20	—	—	—
155	—	1,37	3,70	—	10,02	32,51	26,42		3,60	
15	0,67	2,28	6,48	—	6,12	29,36	32,26	2,44	2,01	0,13
145	—	3,34	6,95	—	7,24	27,79	28,93	6,39	4,42	1,45
111	—	2,43	1,62	—	3,90	22,02	30,32	7,90	4,22	3,43
69	—	2,28	6,95	—	3,34	25,69	28,65	6,85	4,62	1,72
13	1,35	1,67	4,17	—	7,79	33,03	27,54		2,26	
684	2,02	1,52	3,94	—	8,35	30,93	27,26			
45	—	2,28	7,18	—	8,90	30,41	26,15			
230	—	1,52	3,01	—	6,68	30,41	30,32			
1	—	1,37	5,56	—	8,90	31,46	24,48	2,09	1,51	0,40
86	—	0,91	6,25	0,48	12,24	33,56	22,81		3,90	
32	—	1,52	5,33	—	11,13	31,98	27,81		1,98	
55	—	1,37	0,46	5,91	11,13	30,41	22,81	12,02	1,31	5,54
727	—	1,21	4,17	—	7,79	32,51	33,66	2,90	1,91	0,79
108	—	2,12	6,71	—	8,35	29,36	26,70		8,14	
11	0,34	1,52	3,70	—	9,46	32,51	25,87		6,57	

Примечание. Номера образцов соответствуют номерам в табл. 32.

вать сходные стадии фракционной кристаллизации различных серий пород. Для лав Удинских вулканов этот индекс равен 16,5 при  $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,6$  (рис. 34), что позволяет отнести их к известково-щелочной серии, которая, по Х. Куно, характеризуется  $\text{SI} = 14$  и  $\text{CaO} = 5,8$ .

Характер изменения содержания отдельных окислов в зависимости от кислотности породы виден на рис. 35. Отмечается довольно сильный разброс в содержании глинозема.

Виртуальные составы анализированных пород даны в табл. 33. При анализе имеющихся в таблице данных выясняется следующее: а) сравнительно высокий (в среднем 9,45) объем

hy		ol		Q	Сумма	SAL	FEM	SAL FEM	an ab+an
en	fs		fo						
9,34	—	—	—	6,25	100,37	68,88	31,45	2,2	50
9,94	—	—	—	4,26	99,71	64,48	35,23	1,8	54
11,95	3,43	—	—	—	99,84	65,09	34,75	1,9	53
8,13	4,22	2,46	1,32	—	101,54	62,01	39,53	1,6	59
4,22	2,51	4,08	1,83	—	99,11	64,13	34,98	1,8	5a
				16,10	97,88	82,66	15,22	5,4	53
				15,38	99,99	85,13	14,86	5,7	44
				15,20	99,79	85,45	14,34	5,9	44
4,32	1,19	—	—	20,48	97,97	83,65	14,32	5,8	40
3,31	—	—	—	21,74	99,74	87,85	11,89	7,3	40
5,62	2,11	—	—	21,45	98,65	86,02	12,63	6,8	44
				13,39	100,18	82,34	17,84	4,6	44
12,05	0,92	—	—	4,20	98,92	71,94	26,98	2,6	52
6,53	1,98	—	—	6,01	101,03	69,97	31,06	2,2	51
11,75	13,06	—	—	—	100,65	56,24	44,41	1,3	57
10,04	3,96	—	—	4,08	98,18	61,76	36,42	1,7	52
		—	—	11,05	100,38	79,41	20,97	3,8	45
		—	—	12,19	100,65	78,73	21,92	3,5	46
		—	—	10,39	100,05	75,85	24,21	3,1	46
		—	—	7,51	99,55	74,92	24,63	3,0	50
6,22	1,98	—	—	15,44	98,41	80,28	18,13	4,4	44
		—	—	16,94	100,00	85,55	14,45	5,9	40
		—	—	13,75	100,38	84,67	15,71	5,4	46
—	—	—	—	18,74	100,20	83,09	17,11	4,8	43
5,72	2,37	—	—	6,25	99,28	80,21	19,07	4,2	50
		—	—	10,09	99,69	74,50	25,19	2,9	47
		—	—	10,21	100,06	78,05	22,01	3,5	44

нормативного гиперстена; б) почти полное отсутствие нормативного оливина, тогда как модальный (хотя бы в незначительном количестве) имеется в большинстве выделенных типов; в) значительное (в среднем 12,22) содержание нормативного кварца, появляющегося вместо оливина и г) отсутствие нормативного нефелина.

При сопоставлении данных химических анализов и оптических замеров выявляется и некоторое несоответствие в модальных и нормативных составах плагиоклаза и цветных минералов.

В оливине количество фаялитовой молекулы (18—42%) близко к норме (30—34%). В моноклинном пироксене, содержание энстатитовой молекулы должно находиться в пределах

31—47%, а по оптическим данным оно составляет 43—49%; в ромбических пироксенах доля энстатитовой составляющей колеблется от 68 до 76% (по норме от 62 до 99%).

#### **СОПОСТАВЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛАВ УДИНСКИХ И ДРУГИХ ВУЛКАНОВ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ**

Вариационные линии лав вулканов Ключевского дола нанесены на диаграмму (рис. 36), из которой видно, что эти кривые в совокупности образуют плотный «пучок», расположенный на обеих плоскостях диаграммы между линиями Лассен-Пик и Йеллоустонский парк; это отражает как петрохимическое сходство, так и общий известково-щелочной характер лав Ключевской вулканической группы. На плоскости ASB упомянутый пучок кривых несколько смещен влево (к линии Лассен-Пик), отражая повышенное содержание алюмосиликатов, чем и обусловлен их сравнительно лейкократовый облик.

Отмеченное ранее относительное уменьшение щелочности в кислых лавах Удинских вулканов характерно и для других южных вулканов Ключевского дола (Зиминых, Безымянной). Можно предполагать, что это свойственно Толбачинским вулканам и вулкану Шевелуч. В лавах вулканов Ключевского и Плоского такая особенность не проявляется.

Относительное уменьшение щелочности в основных лавах наблюдается только у вулканов Плоский, Большая и Малая Зимины.

Существенные колебания кальция в салической составляющей, содержащиеся главным образом в кислых породах, обнаруживаются только в лавах южных вулканов Ключевской группы. Это прежде всего Толбачик, затем Зиминские вулканы и вулкан Безымянный.

В нижней части левой плоскости диаграммы почти все кривые ведут себя сходным образом. Исключение составляет вариационная кривая вулкана Плоский, отклоняющаяся влево. Это обстоятельство, по всей вероятности, связано с наличием в постройке Плоского основных лав мегаплагиофирового типа, характеризующихся повышенным содержанием полевошпатовой извести (Сирин, 1963).

Итак, вариационная кривая Удинских вулканов на обеих плоскостях рассматриваемой диаграммы (рис. 36) практически совпадает с вариационной кривой всей Ключевской вулканической группы.

В табл. 34 сопоставлены средние значения некоторых петрохимических характеристик лав Ключевского дола. При анализе этих данных выявляется следующее.

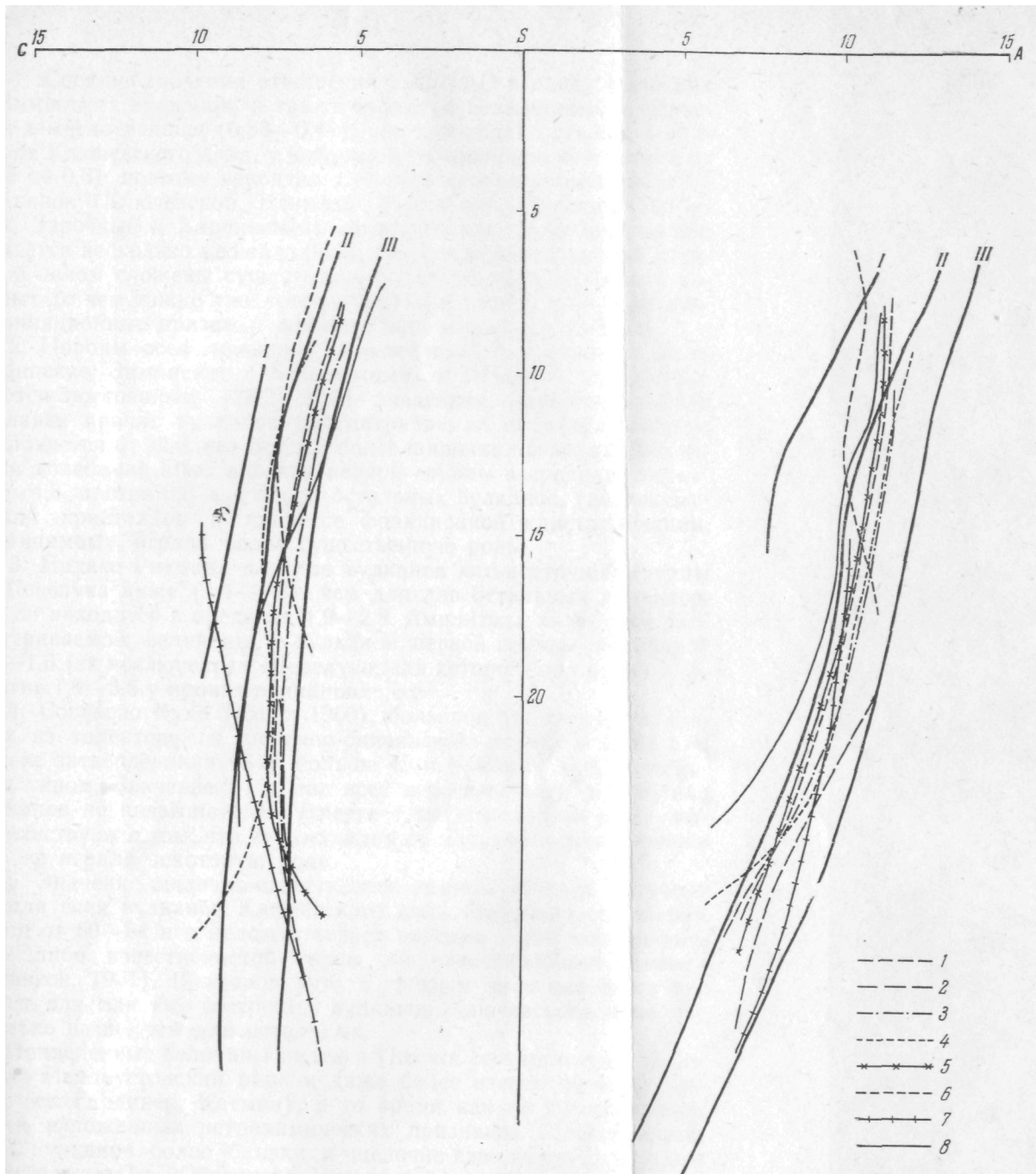


Рис. 36. Вариационные кривые для лав вулканов Ключезской группы

1 — всего Ключезского дола; 2 — Ключезского (датированные лавы по Пийпу, 1956); 3 — Швелуч;  
 4 — Ближнего и Дальнего Плоского; 5 — Удинских; 6 — Безмянный; 7 — Плоский и Острый Толбачик;  
 8 — Большая и Малая Зимина

1. Средние значения отношения  $K_2O/Na_2O$  в лавах Удинских и Зиминских вулканов, а также вулканов Безымянный и Шевелуч заметно меньше (0,33—0,41), чем в породах остальных вулканов Ключевского дола, у которых это отношение колеблется от 0,45 до 0,51, поэтому вероятно и степень контаминации лав этих вулканов (Ключевской, Ближний и Дальний, Плоский, Толбачик, Заречный и Харчинский) заметно выше. Подобный вывод является несколько неожиданным, так как вулканы первой группы в целом сложены существенно более кислыми лавами, у которых (о чем также уже говорилось) при разных условиях контаминационные признаки должны быть выражены сильнее.

2. Породы всех вулканов юго-востока Ключевского дола (Удинские, Зиминские и Безымянный) и Шевелуча характеризуются постоянным (22,2—22,5) значением параметра *alkal*. В лавах прочих вулканов рассматриваемая величина заметно отклоняется от 22,0, варьируя в более широких пределах. Амплитуда колебания *alkal* в лавах первой группы в среднем составляет 4,8, против 6,0 для пород остальных вулканов, где аккумуляция кристаллов в процессе фракционной кристаллизации, по-видимому, играла более существенную роль.

3. Индекс Ритмана для лав вулканов юго-восточной группы и Шевелуча ниже (1,4—1,8), чем для лав остальных вулканов, где он находится в пределах 1,9—2,8. Амплитуда колебаний рассматриваемой величины у вулканов первой группы составляет 1,0—1,6 (за исключением Шевелуча, для которого она равна 3,3), против 1,9—3,5 у прочих вулканов.

4. Согласно Куно (Kuno, 1960), большинство пород, возникших из толеитовой и щелочно-оливиновой магмы и имеющих индекс затвердевания (SI), больше 45 и является аккумулятивным типом. Значение SI у лав всех перечисленных в таблице вулканов не превышает 45. Вместе с тем данные по *alkal* свидетельствуют о том, что аккумуляция кристаллов в ряде случаев все же играла некоторую роль.

5. Значение щелочно-известкового индекса Пикока получено не для всех вулканов Ключевского дола. Величина его колеблется от 60—64 и в целом отвечает породам известково-щелочной либо известковистой серии, по классификации Пикока (Reаскоk, 1931). Возможно, что в среднем значение этого индекса для лав юго-восточных вулканов Ключевского дола несколько выше, чем для остальных.

Приведенные величины индекса Пикока соответствуют лавам серий Йеллоустонский парк и даже более известковистым (серии рек Гардинер, Катмаи), в то время как по сумме прочих ранее изложенных петрохимических признаков лавы Ключевских вулканов более близки к щелочно-известковым породам типа Лассен-Пик. Обстоятельство это подчеркивает относительно повышенную известковистость лав Ключевского дола.

Таблица 34

Сопоставление средних значений некоторых петрохимических величин для лав вулканов Ключевского дола\*

Вулкан или вулканогенная группа	Состав лав (пределы колебаний SiO <sub>2</sub> )	K <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> O		alkal		Индекс Ритмана S''	
		пределы колебаний	среднее значение	пределы колебаний	среднее значение	пределы колебаний	среднее значение
Малая Удина . . . . .	49,1—61,6	0,28—0,64	0,45	21,4-23,7	22,5	1,0—2,6	1,9
Большая Удина . . . . .	51,1—65,1	0,17—0,53	0,40	19,4—25,3	22,3	1,3—2,1	1,7
Удинские вулканы в целом . . . . .	49,1—65,1	0,17-0,64	0,41	19,4—25,3	22,4	1,0—2,6	1,8
Большая и Малая Зимица . . . . .	52,0—64,5	0,17—0,54	0,40	21,5—23,3	22,4	0,9—2,4	1,6
Безымянный . . . . .	55,4—66,3	0,17-1,10	0,33	19,5-25,3	22,5	0,9-1,9	1,4
Толбачинские (Острый и Плоский) . . . . .	49,0-53,2**	0,22—1,10	0,51	19,6—26,1	23,1	1,1-4,6	2,7
Ключевской . . . . .	51,6-54,1**	0,19—0,63	0,45	20,5—29,5	22,8	1,0-3,8	1,9
Плоские (Дальний и Ближний) . . . . .	50,1—59,7	0,17—0,77	0,45	20,4-25,6	21,3	1,5—4,6	2,8
Шевелуч . . . . .	52,2—63,3	0,13—0,83	0,37	19,1-25,0	22,2	0,9-4,2	1,8
Харчинские (Заречный и Харчинский)	50,2—51,8	0,33—0,68	0,50	16,9-19,8	19,0	2,0—3,9	2,4

Таблица 34 (окончание)

Вулкан или вулканогенная группа	Индекс затвердевания	Индекс Куно (щелочно-известковый)		Индекс Пикока (щелочно-известковый)		a/c		Число анализов, по которым получено среднее значение
	пределы колебаний	значение индекса	при CaO=Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	значение индекса	при CaO=Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	пределы колебаний	среднее значение	
Малая Удина . . . . .	17,0—35,0					0,8—1,7	1,25	8
Большая Удина . . . . .	12,8—35,0					1,1—2,1	1,5	19
Удинские вулканы в целом . . . . .	12,8—35,0	16,3	5,6	61,0 61,5	5,7	0,8—2,1	1,4	27
Большая и Малая Зимица . . . . .	19,0—45,0	23—24	5,8	64,0	5,8	0,6—1,8	1,25	14
Безыманный . . . . .	6,0—28,0	12,0	5,5	64,0	5,4	0,9—2,4	1,4	41
Толбачинские (Острый и Плоский) . . . . .	17,0—34,0	16,5	6,0	?	?	0,6—1,8	1,1	15
Ключевской . . . . .	20,6—44,0	?	?	?	?	0,8—2,7	1,6	12
Плоские (Дальний и Ближний) . . . . .	15,0—40,0	15,0	6,9	61—62	6,0	0,4—3,2	1,5	29
Шевелуч . . . . .	6,0—42,0	?	?	60,0	6,1	0,6—3,2	1,8	31
Харчинские (Заречный и Харчинский)		?	?	?	?	1,0—2,3	1,4	6

\* По мнению ряда исследователей Харчинские вулканы и вулкан Шевелуч не относятся к Ключевской вулканической группе, хотя непосредственно и примыкают к ней.

\*\* Преимущественно молодые или датированные лавы.

Таблица 35

## Значения индекса Пикока для Камчатских лав различного возраста

Возраст	К. М. Тимербаева		С. Е. Апрельков и др. (1962)		В. Н. Бондаренко и др. (1962)		В. К. Ротман (1962)	
	Индекс Пикока	Число анализов	Индекс Пикока	Число анализов	Индекс Пикока	Число анализов	Индекс Пикока	Число анализов
Современный (датированные лавы) . . . . .	59,0*	54	63,0	39				
Современный (датированные лавы вулкана Безымянный) . . . . .	64,0	28	—	—				
Средне- и верхнечетвертичный . . . . .	61,5*	69	62,0	14				
Древнечетвертичный . . . . .	63,5	42	59,4	13				
Неогеновый (алнейская серия) . . . . .	—	—	—	—	62,1	50	60,0	33
Неогеновый (анавгайская серия) . . . . .	—	—	—	—	59,0** 60,8**	39	60,0	38

\* Данные по лавам Ключевского дола.

\*\* Первая цифра соответствует березовской свите, вторая — крапивнинской; число анализов дано суммарно для обеих свит.

Можно также отметить существенные колебания величины этого индекса в верхнечетвертичных лавах Ключевского дола. В связи с этим следует заметить, что вычисленные некоторыми авторами (Апрельков, Марченко, Шеймович, 1962; Бондаренко, Хотин, 1962; Ротман, 1962) средние значения индекса Пикока для лав различного возраста (табл. 35) вряд ли являются надежными показателями. Во-первых, число анализов, использованное авторами для таких подсчетов, явно недостаточно, во-вторых, индексы, полученные исследователями, для лав одного и того же возраста существенно различны и, в-третьих, значения рассматриваемой величины, высчитанные для лав одного вулкана, могут сильно отличаться от среднего индекса для лав аналогичного возраста, полученного по нескольким (даже принадлежащим к единой вулканогенной формации) вулканам. В качестве примера, иллюстрирующего последнее положение, можно привести индексы современных лав всех Ключевских вулканов (59,0) и такого же возраста лав вулкана Безымянный (64,0).

6. Некоторые отличия лав вулканов юго-восточной части дола намечаются и при рассмотрении данных по параметру  $a/c$ . Значение последнего для упомянутой группы вулканов колеб-

лется от 1,4 до 1,6. Лавы остальных вулканов характеризуются несколько более низким значением этого отношения (1,1—1,5). Вулкан Шевелуч, для которого  $a/c$  равно 1,8, должен быть отнесен к первой группе.

### ЭВОЛЮЦИЯ ЛАВ УДИНСКИХ ВУЛКАНОВ

В эволюции состава лав обоих Удинских вулканов обнаруживается большое сходство. Из диаграммы (рис. 37) видно, что в момент заложения Малой Удины последовательное изменение

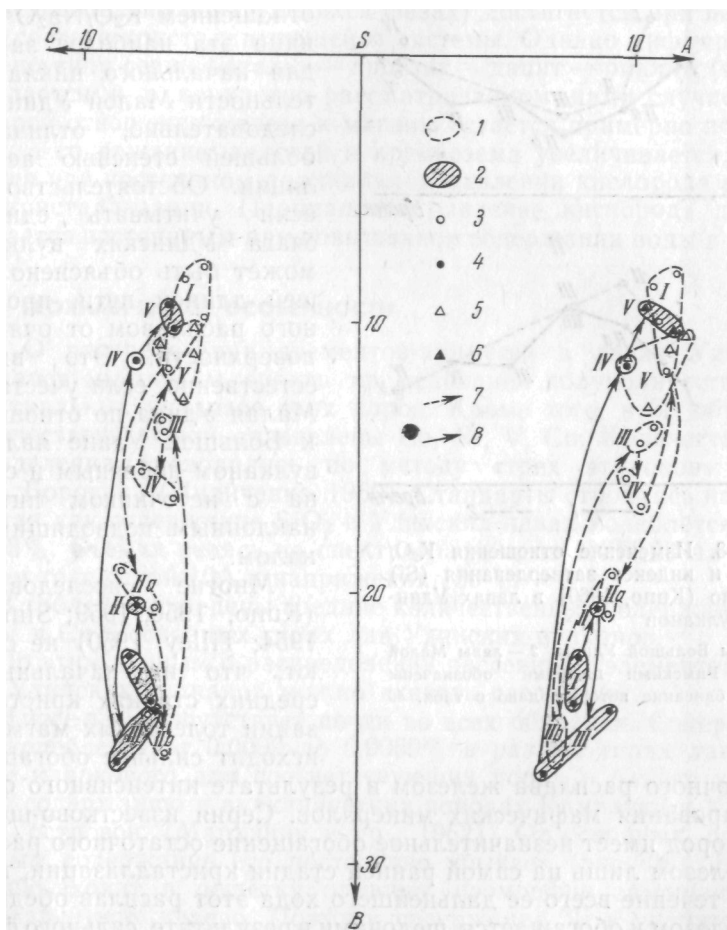


Рис. 37. Эволюция химизма лав Удинских вулканов

1 — циклы вулкана Большая Удина; 2 — циклы вулкана Малая Удина. Эффузивные породы: 3 — Большой Удины, 4 — Малой Удины. Экструзивные породы: 5 — Большой Удины, 6 — Малой Удины. Направление эволюции химизма лав: 7 — Большой Удины, 8 — Малой Удины. Описание циклов (обозначены римскими цифрами) даны в табл. 40.

химизма ее лав совпадает с аналогичным процессом на вулкане Большая Удина. Не менее отчетливо проявляются синхронность и сходство в последовательном изменении отношения  $K_2O/Na_2O$  (рис. 38) и индекса затвердевания (SI; Купо, 1960). Эти данные позволяют сделать вывод о несомненной общности источника питания обоих Удинских вулканов.

Отметим и еще одно обстоятельство. На последней из упомянутых диаграмм видно, что лавы Малой Удины на всех этапах ее деятельности характе-

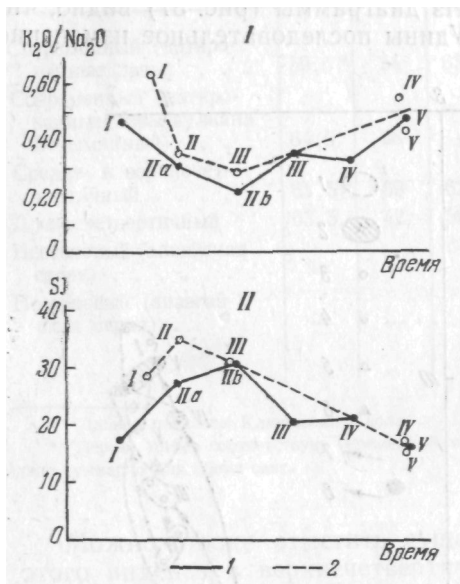


Рис. 38. Изменение отношения  $K_2O/Na_2O$  и индекса затвердевания (SI) по Купо (Купо, 1960) в лавах Удинских вулканов

1 — лавы Большой Удины; 2 — лавы Малой Удины. Римскими цифрами обозначены циклы, описание которых дано в табл. 40

ризовались более высоким отношением  $K_2O/Na_2O$  (разница эта наиболее заметна для начального цикла деятельности Малой Удины) и, следовательно, отличаются большей степенью ассимиляции. Обстоятельство это, если учитывать единство очага Удинских вулканов, может быть объяснено большей длиной пути, пройденного расплавом от очага до поверхности. Это вполне естественно, если учесть, что Малая Удина по отношению к Большой Удине является вулканом побочным и связана с источником питания наклонным подводящим каналом.

Многие исследователи (Купо, 1950, 1959; Simpson, 1954; Tilley, 1950) не считают, что на начальных и средних стадиях кристаллизации толеитовых магм происходит сильное обогащение

остаточного расплава железом в результате интенсивного фракционирования мафических минералов. Серия известково-щелочных пород имеет незначительное обогащение остаточного расплава железом лишь на самой ранней стадии кристаллизации, тогда как в течение всего ее дальнейшего хода этот расплав обедняется железом и обогащается щелочами в результате сильного фракционирования фельзитовых минералов.

Характер эволюции состава лав Малой Удины и верхнего яруса Большой Удины соответствует схеме эволюции щелочно-известковых пород. Базальты, точки которых располагаются в

правом (магнезиальном) углу диаграммы и которые в дальнейшем испытали незначительное обогащение железом, по своему составу приближаются к родоначальной магме. Что касается кислых лав нижнего яруса Большой Удины, то они, по-видимому, являясь остатками дифференцированного расплава предыдущего цикла, о начальных продуктах которого нам ничего не известно.

Как было показано Е. Ф. Осборном (Osborn, 1959), направление эволюции по типу Скёргардской интрузии (сопровождающееся устойчивым увеличением отношения железа к магнию в последовательно образующихся фазах) достигается при постоянном составе кристаллизующейся системы. Однако дифференциация по типу серии базальт — андезит — дацит — риолит (что наблюдается и в конкретно рассматриваемом нами случае), при которой отношение железа к магнию остается примерно постоянным, а содержание щелочей и кремнезема увеличивается, отмечается при постоянном парциальном давлении кислорода во время кристаллизации. Парциальное давление кислорода поддерживается постоянным при повышенном содержании воды в магме.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

О распределении элементов-примесей в лавах Удинских вулканов мы можем судить на основании полуколичественных спектральных анализов этих пород. Кроме того, в 50 образцах количественно были определены Co, Ni, V, Si. Количественные определения проводились по методу «трех эталонов» проф. С. А. Боровика (Индиченко, 1960). Стандарты строились на кварце, так как содержание  $\text{SiO}_2$  в Удинских лавах колеблется от 50 до 65%. Съемка велась на спектрографе типа ИСП-28 на постоянном токе силой 10А и напряжении 150 В.

В табл. 36 приведены средние количественные содержания Co, Ni, V и Si в основных типах лав Удинских вулканов.

По этим данным о распределении рассеянных элементов в лавах Удинских вулканов можно сказать следующее.

Никель присутствует почти во всех образцах. Содержание его колеблется от 0,0009 до 0,0059% в разных типах лав, т. е. ниже кларкового для соответствующих пород и близко к среднему содержанию в вулканических породах Камчатки и Курильских островов (Мархинин и др., 1962). От основных пород к кислым содержание его постепенно убывает (рис. 39). Никель обычно входит в решетку оливина, изоморфно замещая в ней двухвалентное железо. Поэтому содержание Ni в значительной степени зависит от содержания оливина. Наиболее богатые оливином лавы Удинских вулканов обнаруживают максимальное количество никеля, хотя по кислотности они и не являются самыми основными. На рис. 39 отражена корреляционная зависимость



Рис. 39. Изменение содержания некоторых акцессорных элементов (Ni, Co, V и Cu) в зависимости от содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  и MgO в лавах Удинских вулканов

1 — породы Малой Удины; 2 — породы Большой Удины

между Ni и MgO и Ni и  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ . Корреляция между никелем и суммарным железом очевидна; между Ni и MgO, несмотря на кажущийся разброс точек, также имеется линейная зависимость с коэффициентом корреляции, равным 0,495 (зависимость достоверна с вероятностью 0,95). В породах Ключевских вулканов Ni встречается повсеместно. Максимальные значения его отмечают для лав вулкана Плоского (Сири, 1964).

Кобальт обнаружен в 47 образцах в количествах выше, чем кларковые (от 0,0008 до 0,0048%). Содержание кобальта в Удинских лавах ниже соответствующих величин, полученных Е. К. Мархининым и др. (1962) для эффузивов Камчатки и Курильских островов. Количество Со с возрастанием кислотности падает. Значительное отклонение содержания Со от среднего, по-видимому, связано с наличием в породе очень магнезиального пироксена (гиперстена), не соответствующего по составу кислотности лавы. Содержание Со так же, как и никеля, коррелируется с содержанием Fe. Кобальт имеет близкий ионный радиус и обычно изоморфно замещает Fe<sup>2+</sup>, входя в решетку оливина, пироксенов, титаномагнетита и ильменита. Зависимость между Со и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO (рис. 39) довольно четкая, между Со и MgO определяется коэффициентом корреляции 0,372 при достоверности найденной зависимости, равной 0,90.

В лавах Ключевских вулканов кобальт обнаружен повсеместно. Максимальные значения его отмечаются для пород Плоского (Сирин, 1964).

Ванадий присутствует во всех анализированных образцах. Содержание его колеблется от 0,005 до 0,031%, причем наблюдается очевидная тенденция уменьшения количества этого элемента с кислотностью. Содержание ванадия в среднем почти в два раза выше кларкового и в целом сходно с данными, приведенными Е. К. Мархининым и др. (1962) для лав Камчатки и Курильских островов, за исключением базальтов, по сравнению с которыми оно несколько меньше. Между содержанием V и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO существует определенная коррелятивная связь.

Ванадий обнаружен в большинстве лав Ключевских вулканов (Шаврова, 1954; Влодавец, 1953; Набоко, 1959; Сирин, 1964). Содержание этого элемента в Удинских вулканах, за редким исключением, соответствует второму уровню (0,010—0,022%), установленному А. Н. Сириним для микроплагиофировых лав вулкана Плоского. В мегаплагиофировых лавах содержание ванадия выше (0,022—0,040). По содержанию ванадия Удинского лавы близки к лавам вулкана Безымянного (Сирин, 1965).

Медь в лавах Удинских вулканов колеблется в широких пределах (0,0001—0,008). При этом количество ее довольно резко убывает по мере увеличения кислотности пород. В кислых разностях содержание меди ниже кларкового, в основных — эта разница меньше и количество элемента приближается к мировому стандарту.

В лавах Ключевских вулканов медь встречается повсеместно и содержание ее значительно колеблется.

Бериллий присутствует во многих породах, преимущественно в андезитах; в базальтах он встречается реже. Содержание его не выходит за пределы 0,000n%, т. е. ниже кларково-

Таблица 36

Средние количественные содержания Si, V, Ni и Co в лавах Удинских вулканов  
(в весовых процентах; поправочный коэффициент  $10^{-3}$ )

Порода	SiO <sub>2</sub>	Cu	V	Ni	Co
Базальты Малой Удины (лавово-пирокластический комплекс, верхний эффузивный комплекс, дайки)	51,10-53,30	5,0±1,5 (9)	18±3(10)	3,6±0,8 (9)	3,1±0,8 (10)
Базальты большой Удины	51,14—53,68	6,2±1,0 (5)	21±6 (5)	3,3±0,2 (5)	3,3±0,6 (5)
Двупироксеновые андезиты Большой Удины	56,40—56,62	3,1±1,6 (6)	14±2(6)	2,3±0,9 (6)	2,6±0,8 (7)
Гиперстеновые андезиты Большой Удины					
Гиперстеновые и роговообманково-гиперстеновые андезиты и андезито-дациты нижнего вулканического комплекса Большой Удины	58,15—58,69	1,8±0,4 (7)	18±5 (8)	1,9±0,3 (8)	2,2±0,5 (7)
Роговообманково-гиперстеновые андезиты куполов Большой Удины	60,06—65,07	0,5±0,4 (10)	14±4 (10)	1,4±0,2 (6)	1,7±0,6 (9)
Роговообманковые андезиты куполов Малой Удины	60,00—61,70	1,1±1,0 (5)	13±2(5)	1,0±0,1 (3)	2,2±0,7 (3)
Кларки, по А. П. Виноградову (1962)	61,00—61,60	1,2±0,2 (3)	7±1,5(3)		1,3±0,3 (3)
Основные породы		10	20	16	4,5
Средние породы		3,5	10	5,5	1,0
Кислые породы		2	4	0,8	0,5
Средние содержания в лавах Камчатки и Курильских островов по Мархинину и др., (1962)					
Базальты		6,3	52	6,1	5,6
Андезито-базальты		4,1	32	4,1	3,9
Андезиты		3,4	28	3,3	2,9
Андезито-дациты		} 2,5	} 17,6	} 1,2	} 1,7
Дациты					
Риолиты		0,33		1,1	1,

Примечание: Средние значения вычислены с применением методов вариационной статистики; цифра в скобках обозначает количество анализов.

го. На Ключевском долу бериллий установлен в лавах Плоского (Сирин, 1964).

Свинец присутствует повсеместно. Содержание его в андезитах 0,0n%, реже — 0,00n%, в базальтах 0,00n% и в целом близко к кларковому. В лавах Ключевских вулканов свинец установлен как в андезитах (Набоко, 1959), так и в базальтах (Сирин, 1964).

Галлий встречается повсеместно в количествах, близких к кларковому (0,00n%). В магматических породах галлий концентрируется главным образом в плагиоклазах, меньше в пироксенах, изоморфно замещая в их решетках алюминий. Содержание галлия в разных типах лав довольно постоянно. В лавах Ключевских вулканов галлий обнаружен повсеместно (Шаврова, 1954; Набоко, 1959; Сирин, 1964).

Цирконий содержится преимущественно в экструзивных андезитах и гиперстеновых лавах Большой Удины. Содержание обычно не превышает 0,0n%, т. е. в общем соответствует кларковому. В лавах Ключевских вулканов цирконий встречается повсеместно (Шаврова, 1954).

Хром обнаружен везде в количествах, близких к кларковому (0,00n%). Концентрация его уменьшается от основных к кислым породам. Наибольшее количество хрома (0,0n%) содержится в богатых пироксенами базальтовых дайках Малой Удины. Хром был выявлен в лавах других Ключевских вулканов (Ключевский, Плоский, Безымянная, Толбачик).

Стронций встречен во всех анализированных породах. Содержание его соответствует кларковому (0,0n%), в базальтах Малой Удины на порядок ниже. На Ключевском долу он обнаружен повсеместно (Шаврова, 1954; Набоко, 1959; Влодавец, 1958; Сирин, 1964).

Барий содержится в лавах Удинских вулканов обычно в сотых долях процента, в некоторых базальтах количество его уменьшается до 0,00n%. В лавах Ключевских вулканов барий встречается повсеместно.

### **НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ**

1. Лавы Удинских вулканов представляют типичные тихоокеанские известково-щелочные породы типа Лассен-Пик с высоким содержанием СаО, устойчивым преобладанием Na над K и по уровню общей щелочности, приближающейся к породам Восточно-Камчатской вулканической зоны.

2. Принадлежность лав обоих вулканов к единой эволюционной серии, сходство и синхронность изменения их химизма во времени, исключительное сходство многих петрохимических и геохимических признаков позволяют говорить о наличии у Удинских вулканов единого источника питания.

3. При сопоставлении химизма лав Удинских вулканов и пород других вулканов Ключевского дола выявляется, что по основным петрохимическим свойствам и особенностям те и другие весьма близки и, вероятно, являются продуктом единого родонального расплава.

4. Вместе с тем в химизме лав вулканов юго-востока Ключевского дола (Большая и Малая Удина, Большая и Малая Зиминая, Безымянная) и вулканов, расположенных в его северной части (Ближняя и Дальняя Плоская, Ключевская) намечаются определенные отличия, которые заключаются в следующем: а) лавы юго-восточных вулканов обнаруживают в кислых разностях относительное уменьшение общей щелочности и существенное колебание содержания кальция в силической составляющей; б) характеризуются заметно пониженными средними значениями отношения  $K_2O/Na_2O$ ; в) отличаются меньшими — средними значениями и меньшей амплитудой колебаний индекса Ритмана; г) имеют более стабильную величину  $alkal$  и пределы колебаний параметра  $a/c$ .

Что касается вулканов Острый и Плоский Толбачик и Шевелуч, то лавы их имеют петрохимические признаки обеих вулканических групп, но все же заметно ближе к породам вулканов юго-восточной части Ключевской группы.

5. Ведущим процессом, обусловившим появление всей разновидности Удинских лав, была фракционная кристаллизация базальтовой магмы, о чем свидетельствует почти полное отсутствие разброса фигуративных точек на диаграмме А. Н. Заварицкого и устойчивость величины  $alkal$ , а также незначительное обогащение остаточного расплава железом на начальной стадии кристаллизации.

6. Заметную роль в становлении Удинских лав, особенно их кислых разностей, играли и ассимиляционно-контаминационные процессы, признаки которых усматриваются в следующем: а) появлении некоторого разброса фигуративных точек в андезитовом и андезито-дацитовом диапазоне на диаграмме А. Н. Заварицкого; б) специфике колебаний отношения  $K_2O/Na_2O$ , заключающейся в повышении величины этого параметра в лавах экструзивных куполов, даек и в лавах, излившихся при прорыве вулканического канала первыми; в) отклонении на диаграмме Ритмана кислого конца вариационной линии Удинских лав от кривой, соответствующей нормальной эволюции пород известково-щелочной серии; г) заметном обогащении лав полевошпатовой известью; д) уменьшении сериального индекса Ритмана от основного к кислому концу серии и резком колебании его, не зависящем от изменения кислотности лав; е) сходстве по петрохимическим признакам с гиперстеновой серией Изу-Хаконэ (Kuno, 1950); ж) резких колебаниях содержания отдельных окислов, происходящих вне зависимости от изменения кислотности лав.

7. Наряду с двумя ранее известными типами первичных базальтовых магм — толеитовым и щелочно-оливиновым базальтами, Куно (Kuno, 1960) выделил еще один переходный тип, названный им высокоалюминиевым базальтом. Последний характеризуется более высоким содержанием  $Al_2O_3$  (чаще всего  $>17\%$ ), чем толеиты с соответствующим содержанием  $SiO_2$  и щелочей и несколько беднее щелочами, чем щелочно-оливиновый базальт. Помимо разницы в содержании Al, в химизме высокоалюминиевых и толеитовых базальтов существуют и другие отличия. Первые из них по сравнению с толеитовыми базальтами характеризуются: а) большим содержанием щелочей; б) низким содержанием кальция; в) большим количеством  $TiO_2$ ; г) пониженным значением отношения  $Na_2O/K_2O$ ; д) присутствием нормативного оливина.

В табл. 37 средние содержания перечисленных окислов в базальтах вулканов Ключевского дола сопоставлены с аналогичными данными для высокоалюминиевых и толеитовых базальтов Японии и других районов мира. При вычислении средних

Таблица 37

**Средние содержания некоторых компонентов в базальтах вулканов Ключевского дола, в высокоалюминиевых и толеитовых базальтах Японии и других районов мира**

Компоненты	Пределы вариаций $SiO_2$						Толеитовые базальты			
	от 47,51 до 50,00		от 50,00 до 52,50		от 52,51 до 55,00					
	Высоко-алюминиевый базальт	Базальт	Высоко-алюминиевый базальт	Базальт	Высоко-алюминиевый базальт	Базальт	Япония (7)	Декан (8)	Оаху Гавайи (9)	Мауна-Лоа Гавайи (10)
$SiO_2$	49,51	49,16	51,09	51,62	53,32	53,54	51,25	51,61	50,45	50,42
$TiO_2$	0,64	1,04	1,38	1,09	1,60	0,88	0,81	0,91	2,33	2,97
$Al_2O_3$	18,19	18,90	17,62	18,34	18,65	17,73	14,73	13,58	14,94	11,62
CaO	9,83	7,74	9,68	8,75	7,78	8,75	11,73	9,45	9,17	9,74
$Na_2O+K_2O$	2,97	4,33	3,56	4,38	4,66	4,66	2,11	3,32	3,19	2,48
$Na_2O/K_2O$	5,2	2,4	3,7	2,5	5,6	2,6	7,0	3,6	8,0	5,3
Количество анализов	?	6		33	?	27	?	11	10	24

Примечание: 1, 3—5—по Kuno H. (1963); 2, 4, 6— по подсчетам автора; 7 — по Kuno H. (1963); 8 — по Вашингтону (Washington, 1922); 9 — по Вентворту и др. (Wentworth, Winchell, 1947); 10 — по Макдональду (Macdonald, 1949)

содержаний окислов по Ключевским вулканам, помимо анализов Удинских лав, были использованы и опубликованные анализы пород Острога и Плоского Толбачика, Большой и Малой Зимины, Ключевской, Ближней и Дальней Плоской («Каталог действующих вулканов СССР», 1957; Пийп, 1956; Влодавец, 1940; Набоко, 1947; Сирин, 1963). Из числа использованных при подсчете анализов совершенно были исключены базальты мегаплагиофирового типа, так как состав этих пород, обогащенных крупными вкрапленниками плагиоклаза, согласно Боуэну (1934), может сильно отличаться (особенно в значении интересующего нас окисла  $Al_2O_3$ ) от состава кристаллизующегося расплава. Куно (1950) также нашел, что порфиновые породы отличаются существенно более высоким содержанием глинозема, особенно при низких значениях  $SiO_2$ . Разница его для порфировых и афировых пород колеблется от 2 до 6%. Афировые породы богаче также окислами железа. Содержание окислов магния, кальция, титана практически одинаково. Различия между валовыми составами порфировых пород, их основных масс и афировых пород Куно связывает с аккумуляцией некоторого количества основных плагиоклазов и мафических минералов. По его мнению, состав кристаллизующегося магматического расплава наиболее близок к составу афировых пород.

Из табл. 37 следует, что по содержанию основных окислов (и особенно  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O + K_2O$ ,  $Na_2O/K_2O$ ) базальты Ключевских вулканов могут быть скорее причислены к базальтам высокоалюминиевого, нежели толеитового типа.

Аналогичное заключение напрашивается и при рассмотрении (рис. 40) диаграммы  $Al_2O_3-(Na_2O + K_2O)$ . Весь рой фигуративных точек, отражающих составы базальтов Ключевских вулканов, за единичными исключениями, располагается в поле высокоалюминиевых базальтов, по Куно (1960).

Для подтверждения сделанного вывода обратимся к петрографическим данным. Согласно Куно, высокоалюминиевые базальты от толеитовых отличаются следующим: а) среди вкрапленников нет анортита; б) в основной массе полностью господствует Лабрадор; в) среди моноклинного пироксена основной массы преобладает авгит с редкой примесью пижонита; г) присутствует оливин с реакционной каймой и без нее; д) возможно, присутствуют щелочные полевые шпаты; е) имеется повышенное содержание кальция в моноклинном пироксене основной массы.

Достоверность первых четырех признаков (а, б, в, г) в лавах Удинских вулканов не вызывает сомнений. Что касается присутствия щелочных полевых шпатов, то в Удинских лавах их нет, но в петрохимически очень близких породах Зиминских вулканов был встречен санидин (Заварицкий, 1931). Наконец, имеет место и последний признак Куно. На ранее приведенной диаграмме (см. рис. 34) свойстве— состав моноклинных пироксенов Ключевских вулканов

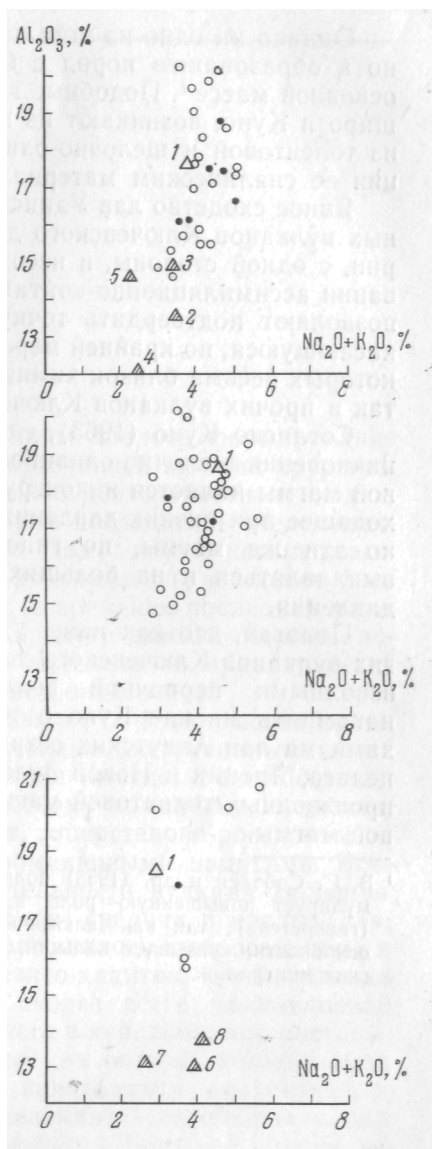
Рис. 40. Диаграмма  $Al_2O_3-Na_2O + K_2O$  для базальтовых лав Удинских вулканов. Верхний график для лав с содержанием  $SiO_2$  от 55,01 до 52,50, средний — от 52,51 до 50,00 и нижний — от 47,59 до 50,00. Черными кружками обозначены лавы Удинских вулканов, белыми — остальных вулканов Ключевского дола

Треугольники: 1 — средние составы высокоалюминиевых базальтов [для лав с соответствующими значениями  $SiO_2$ , по Куно (Kuno, 1960)]; средние составы толеитовых базальтов; 2 — Декана, по Вашингтону (Washington H. S., 1922); 3 — Оаху, Гавайские острова, по Вентворту и аг- (Wentworth K., Wehchell H., 1947); 4 — Мауна-Лоа, Гавайские острова, по Макдональду (Macdonald A., 1949); 5 — Японии, по Куно (Kuno H., 1960); 6 — средней толеитовый тип, по Кеннеди (Kennedy W., 1933); 7 — средний состав толеитовых базальтов Декана по Фермору (Fermor L. L., 1924); 8 — средний состав толеитовых лав базальтов Орегона, по Вашингтону (Washington H. S., 1922)

невского дола фигуративные точки последних располагаются заметно левее линии дифференциации, по М. М. Веселовской (1950).

В развитии фракционной кристаллизации высокоалюминиевой (так же, как и толеитовой) магмы, по мнению Куширо и Куно (Kushiro and Kuno, 1963), возможны два направления. Первое, вероятно, контролируемое низким окислением Fe и соответственно более поздней сепарацией магнетита. В результате этого процесса образуются серии пород с явным обогащением Fe в средних и поздних стадиях. Такие серии характеризуются щелочно-известковым индексом Куно (меньше 8), ферроавгитом и железистым оливином в поздних стадиях.

Во втором случае фракционирование той же высокоалюминиевой магмы, контролируемое более высоким окислением Fe и, следовательно, более ранней сепарацией магнетита, ведет к образованию серии с умеренным обогащением Fe и индексом, по Куно, от 9 до 13. На последних стадиях кристаллизации образуется ферропижонит (пижонитовая серия).



Однако ни одно из этих направлений не ведет непосредственно к образованию пород с большим количеством гиперстена в основной массе 1. Подобные гиперстеновые серии, по мнению Куширо и Куно, возникают из высокоалюминиевой (так же, как и из толеитовой и щелочно-оливиновой) магмы путем контаминации ее сиалическим материалом.

Явное сходство лав Удинских вулканов (а вероятно, и остальных вулканов Ключевского дола) с породами гиперстеновой серии, с одной стороны, и несомненно заметная роль в их образовании ассимиляционно-контаминационных процессов, — с другой, позволяют подтвердить точку зрения японских исследователей, касающуюся, по крайней мере высокоалюминиевых магм, химизм которых весьма близок химизму базальтовых лав как Удинских, так и прочих вулканов Ключевского дола.

Согласно Куно (1963), единственным возможным путем возникновения щелочно-оливиновой, толеитовой и высокоалюминиевой магмы является инконгруэнтное плавление энстатита, происходящее при низких давлениях на глубинах около 200 км. Однако эти же магмы, по гипотезе Аффена (Uffen, 1959), могут выплавляться и на больших глубинах при внезапном падении давления.

Полагая, что как лавы Удинских вулканов, так и лавы других вулканов Ключевского дола являются в конечном итоге производными первичной высокоалюминиевой магмы, уместно напомнить мнение Куно о том, что при детальном пересмотре химизма лав Алеутских островов, Камчатки, Курильского архипелага, Японии и Новой Зеландии будут переведены из разряда производных толеитовой магмы в производные высокоалюминиевой магмы.

<sup>1</sup> В. С. Соболев и др. (1955) полагают, что высокое содержание  $Al_2O_3$  стимулирует повышенную роль в составе пород ромбического пироксена (гиперстена); так как алюминий, образуя плагиоклаз повышенной основности, связывает кальций, который мог бы войти в состав фемических минералов.

## ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ХАРАКТЕР ДЕЯТЕЛЬНОСТИ УДИНСКИХ ВУЛКАНОВ

### БОЛЬШАЯ УДИНА

Началом истории Большой Удины явилось формирование пологой куполовидной постройки, образующей нижний ярус вулкана. Время этого этапа вулканической деятельности приходится в основном на период между двумя последними оледенениями, фиксируемыми на Ключевском долу двумя комплексами моренного рельефа. Есть основания предполагать, что конец формирования нижнего яруса совпадает со временем последней фазы верхнечетвертичного оледенения. Характер донной морены последнего свидетельствует о весьма интенсивной вулканической деятельности Большой Удины в период оледенения.

Диаметр древней постройки составляет 7—9 км, высота не менее 500 м. Сложена она мощными потоками, экструзивными телами (куполами?), первичными брекчиями (breches d'ecroulement), относящимися к нижнему вулканическому комплексу, представленному гиперстеновыми андезитами, гиперстеново-роговообманковыми андезито-дацитами, роговообманковыми дацитами. Всего в течение начального этапа деятельности вулкана Большая Удина было извергнуто не менее 16 км<sup>3</sup> средних и кислых лав. Формирование нижней постройки завершилось выбросом пемз и сильнопористых пемзовидных андезито-дацитов. Эксплозивная деятельность этого периода была скорее всего направленной (типа косых взрывов), в результате чего в куполовидной постройке возник крупный кратер, открытый на восток. Выброс пемз происходил, по-видимому, на фоне начавшегося оледенения, и пемзы, частично переотложенные, оказались погребенными под мореной этого оледенения. В деятельности Большой Удины на этом этапе преобладали, по-видимому, элементы вулканского и пелейского типов извержений, а в конце его характер деятельности, возможно, приближался к типу Безымянного. В дальнейшем наступил длительный перерыв, в результате которого вулкан был значительно расчленен, особенно в южном секторе.

Последующие извержения первоначально имели существенно эксплозивный характер. Пирокластический материал андезито-базальтового состава заполнял выработанные к тому времени

глубокие эрозионные долины. Этим и объясняется локальное распространение андезито-базальтовых туфобрекчий и низкое гипсометрическое положение их в некоторых местах по сравнению с образованиями нижнего вулканического комплекса. В дальнейшем извержения вулкана сменяются на эффузивные и состав продуктов становится базальтовым. Вулканическая деятельность происходит на фоне продолжающегося последнего оледенения. Тип вулканической деятельности Большой Удины в этот период можно характеризовать как вулканский, в котором на заключительных этапах появляются элементы стромболианских извержений.

Следующая вспышка вулканической активности Большой Удины произошла после длительного перерыва уже в послеледниковое время. Излияния преимущественно гиперстеновых андезитов чередовались с довольно сильными выбросами пирокластики того же состава. Установленные среди среднеголоценовых отложений И. И. Гущенко (1965) пепловые горизонты Удинских вулканов, по-видимому, относятся именно к этому этапу деятельности Большой Удины. Некоторое возрастание кислотности лав в процессе извержений гиперстеновых андезитов отразилось на увеличении мощности лавовых потоков. Характер деятельности вулкана, видимо, приближался к вулканскому. В результате этих извержений возник второй ярус Большой Удины, представляющий правильный конусовидный стратовулкан. Последние порции гиперстеново-андезитовых лав по составу аналогичны первым, но более вязкие, были выжаты в виде центральной экструзии. Часть вязкой экструзивной лавы, видимо, прорвалась у северного подножия купола, образовав мощный лавовый поток. Характер деятельности при этом, по-видимому, напоминал извержение вулкана Мерапи в 1922 г.

После некоторого перерыва произошел взрыв, в результате которого вершинная экструзия была частично уничтожена и образовался кратер (около 1 км в диаметре), открытый на восток.

Последним проявлением эффузивной деятельности на Большой Удине было излияние дупироксеновых андезитов, покрывших преимущественно восточный склон вулкана. Излияния лав чередовались с незначительными эксплозивными выбросами. Хотя эти лавы сравнительно широко распространены по площади, максимальная мощность их невелика (50 м). Тип деятельности вулкана приближается к вулканскому.

После продолжительного периода покоя, в течение которого вулкан Большая Удина подвергался существенному эрозионному расчленению, на нем возобновилась вулканическая деятельность. В результате этой деятельности был выжат ряд боковых экструзий роговообманкового андезита. Образование куполов, имевшее место в пределах последних 1—3 тысяч лет, является заключительным этапом активной деятельности вулкана Большая Удина.

Таблица 38

## Объемы продуктов деятельности вулкана Большая Удина

Характер продуктов	Объем, км <sup>3</sup>		
	лавы пирокластики		экструзии
Нижний вулканический комплекс		16,00	
Андезито-базальтовая толща . .	1,3	2,5	
Толща гиперстеновых андезитов	5,0	2,2	
Толща двупироксеновых андезитов	1,7		
Купол Юго-Восточный . . . . .			0,016
Купол Шероховатый . . . . .		0,2	0,025
Купол Восточный . . . . .			0,023
Купол Южный . . . . .			0,36
Пемзы		0,01; 0,04*	
Итого . . . . .	8,0	16,0	4,9
		28,9	

\* Объемы подсчитаны для двух самостоятельных выбросов пемз.

Общий объем сохранившихся продуктов вулканической деятельности Большой Удины составляет около 30 км<sup>3</sup> (табл. 38) причем более половины указанного объема падает на нижний вулканический комплекс и только менее 0,5 км<sup>3</sup> — на побочные экструзивные образования. Возраст Большой Удины грубо оценивается нами в 15 тысяч лет. Исходя из предположения, что последнее проявление жизни этого вулкана — выжимание боковых экструзий происходило около 2—3 тысяч лет тому назад (Мелекесев, 1965), период активности Большой Удины можно сократить до 12—13 тысяч лет. Отсюда средний объем материала, доставляемого на поверхность и фиксируемого в разрезах за одно тысячелетие, составлял около 2,5 км<sup>3</sup>. Эта цифра в общем согласуется с данными, полученными А. Н. Сириным (1963) для вулкана Плоский, у которого за то же время объем составляет около 3 км<sup>3</sup>.

## МАЛАЯ УДИНА

Время зарождения вулкана Малая Удина относится к концу межледникового интервала. Этот конусообразный стратовулкан был сформирован в относительно короткое время, в результате эксплозивно-эффузивной активности, продолжавшейся без существенных перерывов.

Деятельность вулкана Малая Удина началась с мощных эксплозий, в результате которых на поверхность было выброшено большое количество пирокластического материала базальто-

вого состава. Эксплозии сопровождалась излиянием маломощных лавовых потоков. Судя по характеру отложений (обилие пирокластики, содержащей бомбы, лавовые потоки мощностью 0,5—1 м), деятельность вулкана Малая Удина в этот период можно отнести к вулканско-стромболианскому и вулканскому типам. Коэффициент explosивности при извержениях этого вулкана составлял не менее 75%.

Весьма незначительная разница в составе пород в начальные и заключительные стадии деятельности вулкана во время формирования лавово-пирокластической толщи свидетельствует о почти полном отсутствии дифференциации в магматическом очаге.

Затем наступил период покоя, за которым последовал сравнительно сильный вертикальный взрыв, сорвавший вершину вулкана. В образовавшемся бессточном кратере в результате последующей explosивной деятельности вулкана отложились красноцветные туфы. Далее последовало внутрикратерное излияние жидкой базальтовой лавы. Чашеобразная форма кратера определила форму базальтовой экструзии, которая после эрозионного расчленения стала похожа на вершинную экструзию. Часть лавы после выполнения кратерной чаши излилась в виде маломощных потоков, распространившихся особенно далеко на северо-восток от вулканической постройки. Деятельность вулкана в этот период была, видимо, близка к гавайскому типу. Существовало ли в действительности озеро жидкой лавы в вершинном кратере вулкана, утверждать нельзя, ибо нет бесспорных доказательств. Но все же следует отметить, что появление лавовых озер характерно не только для вулканов с преобладающим гавайским типом деятельности. Кратковременное существование небольших лавовых озер отмечалось и на таком вулкане, как Везувий (Ритман, 1929). Морфология и характер отдельности последних лавовых потоков Малой Удины свидетельствует о малой вязкости потоков.

В дальнейшем после некоторого перерыва в южной части вершины вулкана произошел взрыв, уничтоживший частично куполовидную эффузию, а также горизонт красных туфов в южной и западной части вершины. Вновь образовавшийся кратер был заполнен серыми туфобрекчиями.

Заключительным этапом explosивной активности вулкана был внутрикратерный взрыв или серия взрывов, сформировавших толщу красных туфобрекчий.

Центральная деятельность вулкана Малая Удина, завершившаяся внедрением системы радиальных даек базальтового состава, прекратилась до наступления оледенения, которое последним фиксируется на Ключевском долу.

В целом активность этого вулкана можно охарактеризовать пользой феноменологической систематикой Ритмана (1964), как длительное выделение магматического вещества из открыто-

**Объем и площади распространения продуктов деятельности  
вулкана Малая Удина**

Характер продуктов	Площадь, <i>км<sup>2</sup></i>	Объем, <i>км<sup>3</sup></i>
Эффузивный . . . . .	11,8	0,8
Пирокластический . . . . .		2,4
Экструзивный. (купол Северный) . . . . .	0,8	0,04
Экструзивный купол «Песочная сопочка»		0,015
	12,6	3,25

Итого:

го жерла вулкана. При этом выбросы лавы и шлаков чередовались с медленными вершинными эффузиями. На конечных этапах имели место пароксизмальные, смешанного типа вершинные извержения, весьма характерные для небольших вулканов с относительно жидкой лавой.

После продолжительного периода покоя, сопровождавшегося существенной дифференциацией в магматическом очаге, базальтовые лавы сменились андезитовыми, последние были выжаты в виде двух куполов в стороне от центрального конуса Малой Удины.

Общий объем продуктов деятельности вулкана Малая Удина составляет несколько больше  $3 \text{ км}^3$  (табл. 39), из которых около двух третей падает на долю пирокластики.

Исходя из среднего объема ( $3 \text{ км}^3$ ) материала, доставляемого отдельными вулканами Ключевской группы за одно тысячелетие, и непрерывного характера деятельности Малой Удины, можно предполагать, что период активности этого вулкана не превышал 1—2 тысяч лет.

При расчете коэффициента эксплозивности следует учесть, что большая часть пирокластики выпадала за пределами вулканической постройки. Коэффициент эксплозивности при учете только сохранившегося материала для Малой Удины будет составлять около 75%, тогда как для современных измерений Камчатки он равен приблизительно 96% (Мархинин и др., 1962). Исходя из последней величины, полный объем продуктов вулканической деятельности Малой Удины можно ориентировочно оценить в  $16 \text{ км}^3$ .

**СОПОСТАВЛЕНИЕ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ВУЛКАНОВ  
БОЛЬШАЯ И МАЛАЯ УДИНА**

В табл. 40 приводится схема сопоставления деятельности вулканов по отдельным циклам.

Некоторые особенности Большой и Малой Удины позволяют предполагать наличие у них общего источника питания. К ним

Таблица 40. **Схема сопоставления деятельности вулканов Большая и Малая**

		Большая Удина		
Время	Циклы	Характер деятельности и тип извержений	Продукты	
Последледниковый (голоцен)	Верхний голоцен	V	Выжимание экструзий на склонах центрального конуса	Роговообманковые андезиты
			Перерыв	
	Нижний и средний голоцен	IV	Преимущественно эффузивная деятельность. Тип извержений — вулканский	Двупироксеновые андезиты
			Перерыв	
		III	Эффузивно-эксплозивная деятельность, завершившаяся выжиманием вершинной экструзии. Тип извержений — вулканский, пелейский, мериапи (?)	Гиперстеновые андезиты
			Перерыв	
II фаза перичетчетичного оледенения	II б	Преимущественно эффузивная деятельность. Тип извержений — вулканский с элементами стромболианского, стромболианский (?)	Базальты, андезито-базальты	
	а	Преимущественно эксплозивная деятельность. Тип извержений — вулканский	Андезито-базальты	
		Перерыв		
Межфазовый перерыв	I	Формирование пологой куполовидной постройки, образующей нижний ярус вулкана. Характер отложений: мощные потоки, купола (?), первичные брекчи, пемзы. Тип извержений — вулканский, пелейский, безмянный (?)	Гиперстеновые андезиты, гиперстеново-роговообманковые андезито-дациты, роговообманковые дациты	

относятся кратковременность активности Малой Удины, подтверждаемая отсутствием в разрезах следов эрозионных размывов, однородное строение конуса вулкана, отсутствие сколько нибудь существенной дифференциации в продуктах его деятельности и малый ( $3 \text{ км}^3$ ) их объем.

Далее однократное появление основных (базальтовых, андезито-базальтовых) лав на Большой Удине совпадает по времени с излиянием аналогичных по составу лав Малой Удины. Геологическая синхронность основных лав Удинских вулканов устанавливается по их соотношению с моренными комплексами и подтверждается сходством эволюционной направленности их химизма.

К этим же особенностям относится территориальная близость ( $5 \text{ км}$ ) Большой и Малой Удины и приуроченность их к единому тектоническому нарушению северо-западного простирания.

Продолжительность активного периода вулкана Большая Удина, возникшего еще до первого (фиксируемого выраженным

Малая Удина		
Циклы	Характер деятельности и тип извержений	Продукты
V	Выжимание экструзий на склонах и в стороне от центрального конуса	Роговообманковые андезиты
	Перерыв	
IV	Внедрение даек	Роговообманковые андезиты
III	Внедрение даек	Базальты, андезито-базальты
II	Преимущественно эффузивная деятельность, сменявшаяся на конечных этапах эксплозивной. Тип извержений, стромболианский, вулканский	Базальты
I	Эксплозивно-эффузивная деятельность. Коэффициент эксплозивности не менее 75%. Тип извержений — вулканский, вулканский с элементами стромболинского	Базальты, андезито-базальты
	Не существовал	

в рельефе моренным комплексом) оледенения, по самой осторожной оценке составляет не менее 15 тысяч лет. Активность Малой Удины была, по-видимому, лишь незначительным событием на фоне деятельности Большой Удины.

Заложение Малой Удины скорее всего связано с прорывом нового канала по плоскости тектонического нарушения. Непосредственной причиной такого прорыва явилась, по-видимому, закупорка жерла Большой Удины относительно кислой вязкой лавой. Некоторые петрографические различия в основных лавах Удинских вулканов, являющиеся, вероятно, результатом дифференционных процессов, происходивших в подводящих каналах, позволяют предполагать, что ответвление вулканического канала, питавшего Малую Удину, произошло непосредственно от источника питания.

Возобновление извержений Большой Удины явилось возможной причиной ослабления, а затем и полного прекращения деятельности Малой Удины.

## ЭКСТРУЗИВНЫЕ КУПОЛА КЛЮЧЕВСКОГО ДОЛА

### Распространение и морфология куполов

Одной из характерных особенностей голоценового вулканизма на Ключевском долу было формирование ряда экструзивных куполов. Эти образования и ранее привлекали внимание исследователей, которые помимо детального описания, затрагивали вопросы, связанные с терминологией, классификацией и генезисом этих аппаратов (Меняйлов, 1955; Горшков и Богоявленская, 1965).

Ряд соображений о куполах Ключевского дола был высказан Б. И. Пийпом (1956). Собранные нами сведения об экструзиях Удинских вулканов изложены выше в соответствующих разделах данной работы.

В настоящее время на Ключевском долу известно 27 куполов голоценового возраста. Подавляющая часть их (табл. 41) располагается в пределах крупных вулканических построек центрального типа. Характерно, что почти все (42 из 44) купола тяготеют к вулканам южной части Ключевского дола и вулкану Шевелуч, обнаруживающим определенную общность по ряду ранее перечисленных петрохимических признаков. Северные вулканы Ключевского дола, лавы которых обладают несколько иными петрохимическими свойствами, экструзивных образований практически лишены (рис. 41). Исключением являются вершинные экструзии вулканов Ближний Плоский и Камень.

Морфология экструзивных куполов определяется вязкостью лав во время извержения, взаимосвязанным с ней механизмом формирования, а также степенью эрозионного расчленения. Купола, расположенные на вершинах вулканических построек, разрушаются быстрее боковых как вследствие ускоренной эрозии, так и в результате последующих извержений и первоначальная морфология их в большинстве случаев бывает утрачена. В отличие от них форма побочных конусов Ключевского дола и Шевелуча сохранилась хорошо. Имеющиеся данные сведены в табл. 42,

В частности, это неоднократно бывало на вулкане Шевелуч. Во время извержения 1944—1948 г. были уничтожены ранее существовавшие купола Безымянный и «1926—1930» (Меняйлов, 1955). В результате извержения в ноябре 1964 г. был уничтожен (или существенно поврежден) ряд терминальных куполов, рассматриваемых в настоящей работе.

из которой видно, что подавляющая часть экструзивных образований имеет куполовидную или приближающуюся к ней форму. Это понятно, ибо современная форма куполов складывается из собственно экструзивного тела (монолита) и окружающей его брекчии разрушения, образующейся как в процессе извержения, так и в результате действия эрозии.

Таблица 41

**Распределение по типам экструзивных куполов Ключевского дола и вулкана Швелуч**

Тип куполов	Вулканы Ключевского дола								Швелуч
	Большая Удина	Малая Удина	Большая Зимица	Безымянный	Группа Плотина	Ближний Плоский	Камень	Всего на Ключевском долу	
Терминальный	1		1	1		1	1	5	10
Латеральный	4		2	8			1	16	
Эксцентричный		2			4			6	7
<b>Всего</b>	<b>5</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>9</b>	<b>4</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>27</b>	<b>17</b>

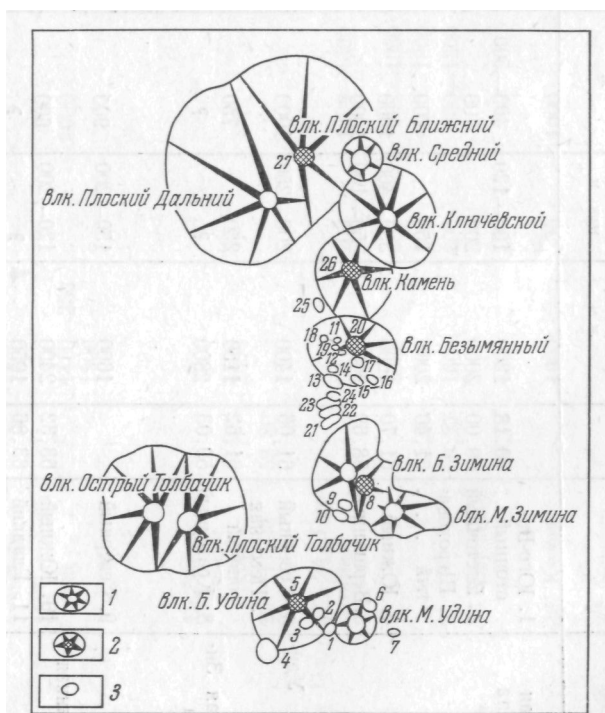


Рис. 41. Карта экструзивных куполов Ключевского дола. Номера куполов указаны в табл. 42

1 — стратовулканы; 2 — стратовулканы с вершинным куполом; 3 — боковые куполы

## Некоторые морфологические данные по экструзивным куполам Ключевского дола

Вулкан	Купол		Высота абсолютная, м	Высота (Н) относительная, м	Диаметр (Д), м	Н/Д	Расположение	Форма	Источник
Большая Удина	1. Юго-Восточный . . .	60,18	1200	100—120	400—500	1:4	Боковое	Куполообразная	Автор
	2. Восточный . . .	60,00	2000	200	700	1:3	»	»	
	3. Шероховатый . . .	61,40	2000	150	700	1:5	»	»	
	4. Южный . . .	61,70	1600	350—400	1600	1:4	»	»	
	5. Вершинный	58,69	3000	50—100	1000	?	Центральное	Ряд останков-обелисков	
Малая Удина	6. Северный	61,06	1400	200—250	1000	1:4	Боковое	Куполообразная	Автор
	7. Песочная сопочка	61,62	1150	250	750	1:3	»	»	
Большая Зима	8. Кратерный	59,03	2800	?	?	?	Центральное	Неизвестная	В. Н. Борисова (устное сообщение)
	9. Северный		1600	150—200	900	1:5	Боковое	Куполообразная	
Безымянная	10. Южный	63,32	2400	120—200	600	1:5	»	»	
	11. Гладкий	63,86	1650	?	?	?	»	»	
	12. Правильный . . .	63,56	1650	?	?	?	»	»	
	13. Экспедиции . . .	60,28	1450	240—280	800—900	1:3—1,4	»	»	
	14. Лохматый	60,64	1800	250	700—800	1:3		»	
	15. Треугольный зуб . . .	60,88	1800	10—15	?	?	»	Монолит	
Безымянная	16. Побочный	60,96	1800	?	?	?	»	Куполообразная	
	17. Двухглавый . . .	?	1700	?	?	?	»	»	
	18. Ступенчатый . . .		1450—250		1000	1:4	»	Монолит, с юга ступенчатые лавовые потоки	
	19. Экструзивный гребень	?	2400	?	?	?	»	Монолит	
	20. Новый	59,80					Центральное	Куполообразная	
Группа Плотина	21—24. Плотина 1 . . .	?	1600	200	1200—1300	1:6	Эксцентральное	»	Автор
	» 2		1600	200	900—1000	1:1,5—1:5	»	»	
	» 3	55,50	1600	200	600—1800	1:3—1:9	»	»	
	» 4	56,27	1600	200	300—1200	1:1,5—1:6	»	»	
Камень	25. Вершинный . . .	59,72	4500	?	?	?	Центральное	Монолит	В. А. Ермаков (устное сообщение)
	26. Кулич . . .		1990	300	1000	1:3	Боковое	Куполообразная	
Ближний Плоский	27. Вершинный . . .	59,74	3500	400	200	1:5	Центральное	»	А. Н. Сирич, 1962
Шевелуч	28. Суелич	59,57		200	400	1:2	»	Монолит	
	29. Безымянный . . .		14	140	330	1:2	»		

Таблица 42 (окончание)

Вулкан	Купол		Высота абсолютная, м	Высота (Н) относительная, м	Диаметр (Д), м	Н/Д	Расположение	Форма	Источник
Шевелуч	30. Кратер вершинный	59,74	?	?	?	?	»	Куполообразная (?)	А. А.Меняйлов (1955)
	31. Шиш	?		500	1000	1:2	»	»	
	32. Шмидта	?		?	?	?	»	?	
	33. Горелый	?		?	?	?	»	Куполообразная	
	34. 4-я вершина. . . .	?		?	?	?	»	р	
	35. Дыня .	?		?	?	?	»	Куполообразная	
	36. Северный	?		?	?	?	»	»	
	37. Малый	?		?	?	?	»	?	
	38. «Сопочка на склоне»	?		470	600	1:1,5	Боковое	Куполообразная	
	39. Каран .	57,98		176	310	1:2	»	»	
	40. Красная сопка . .	?		260	860	1:2,5	»	»	
	41. Шероховатая . .	59,00		150	500—1000	1:3—1:6	»	»	
	42. «Сопочка повыше» .	59,70		300	?	?	»	Острый конус	
	43. Семкарок	58,60		150	500	1:3		Куполообразная	
44. Купол .	60,30	100—200	2000	1:10	I (?)	»			

Для количественного выражения соотношения между объемом собственно экструзивного тела и мантии разрушения предлагается коэффициент разрушения (К. Р.), вычисляемый по формуле

$$К. Р. = Y_2 \cdot 100 / V_1 + V_2, \quad \text{где } V_1 \text{ — объем собственно экструзив-$$

ного тела;  $V_2$  — объем брекчии разрушения. Значения этого коэффициента у некоторых экструзивных образований следующее: Юго-Восточный — 8,0; Шероховатый (Большая Удина) — 6,2; Северный (Малая Удина) — 13,0; Плотина 1—7,2; Суелич (по Меняйлову, 1955) — 5,7—18,0. Можно предполагать наличие некоторой связи между величиной этого коэффициента и типом извержения и, следовательно, вязкостью лавы.

В связи с этим необходимо сказать несколько слов об отношении Н/Д, введенном Лейденом (Leyden, 1936) для характеристики формы экструзивных образований. Из литературы известны и попытки установления взаимосвязи этого отношения с вязкостью (выраженной через содержание  $SiO_2$ ) экструзивных лав. Для экструзивных куполов Ключевского дола найти сколько-нибудь явную связь между этими параметрами не удалось. Это дает основание высказать предположения, что подобной взаимосвязи у экструзивных тел не существует, и одной из причин этого, по-видимому, является наличие чехла брекчий разрушения, искажающего первичную форму купола.

### **Внутренняя структура куполов и их генезис**

По особенностям внутреннего строения и морфологии экструзивные купола Ключевского дола могут быть разделены на четыре основных типа.

Купола первого типа формируются в результате выжимания вязкого расплава из сравнительно узкого канала. Форма экструзии куполообразная. Наличие веерной (грубовеерной) структуры свидетельствует о том, что диаметр купола значительно превышает диаметр подводящего канала. В заключительную стадию извержения, в результате обратного оттока расплава в полость канала, на вершине купола возникают кратера проседания. Относительно правильная веерная структура в центральной части постройки оказывается нарушенной. Диаметр кратера проседания превышает диаметр подводящего канала.

Купола второго типа также обладают куполовидной формой, выраженной веерной структурой, и расчленены системой даек радиальной или хаотической ориентации. Образование таких даек происходит в заключительные фазы формирования экструзии, когда в результате повторных напоров магмы в куполе образуется система крупных (часто радиальных) трещин, заполняемых новой порцией расплава. На поверхности экструзивного тела такие дайки маркируются характерными хребтиками.

Таблица 43 Генетические типы экструзивных куполов Ключевского дола и

Тип купола	Форма				Внутреннее строение		Ге
	купола в целом		вершины купола		Структура	Дайки	
	первичная	вторичная	контрастность микрорельефа	наличие кратера опускания			
I	Куполовидная	Приближающаяся к куполовидной	Слабая, развал крупных глыб	Редки	Веерная	Нет	Выжимание через узкий канал
II			Умеренная, развал крупных глыб, монолиты обелиски	Редки, возможно, уничтожены привнесением даек		Радиальные или иной ориентации, кроме концентрической	Выжимание через узкий канал, расстряхивания, внедрение даек
III	Монолит		Резкая, монолиты обелиски	Не встречаются	Монолитная	Нет	Выдавливание целого монолита через широкий канал или трещину
IV			Очень резкая, крупные монолиты, обелиски	То же	«	Концентрические, реже иной ориентации	Выдавливание целого монолита, затем инъекции даек по контуру купола

О длительности интервала между формированием купола и инъекцией даек в какой-то степени можно судить по разнице между химическим и минералогическим составами лав вулкана и секущих его даек.

По существу эти образования являются усложненной разновидностью куполов первого типа.

Купола третьего типа принципиально отличаются от двух первых. Это — выжатые, как единое целое, монолиты без каких-либо признаков веерной структуры. Подобный механизм образования в некоторых случаях подтверждается и наличием на куполах такого типа приподнятых лав фундамента. Отдельность в рассматриваемых образованиях может быть любой, кроме столбчато-веерной. Кратер проседания у куполов подобного типа не образуется. Диаметр купола (без шлейфа брекчии разламывания) примерно соответствует диаметру канала вблизи поверхности. Купола окружены мантией брекчии, обычно более мощной, чем у куполов первого и второго типов.

незис		Взаимоотношение с подводящими каналами			
Характер извержения	Длительность перерыва между образованиями купола и внедрением даек	Тип купола	Расположение подводящего канала	Диаметр подводящего канала	
Одноактный		Терминальный, латеральный, эксцентрический	Вертикальное или наклонное	Меньше диаметра купола и меньше диаметра кратера опускания	Шероховатый (Малая Удина), Северный? (Малая Удина), Песочная сопочка?, Северный?, Большая Зимина, Гладкий, Правильный, Треугольный зуб (?). Побочный, Экструзивный гребень (Безымянная), Кратерная вершина (?), Шиш (?), Горелый мыс (?), Дыня (?) Сопочка на склоне (?), Красная сопка (?), Шероховатый (Шевелуч), Сопочка выше (?) Семкарок (?), (Шевелуч), Кратерный (Большая Удина)
Многоактный (?)	Существенная Назначительная				Юго-Восточный (?), Восточный (?) (Большая Удина); Экспедиции, Лохматый, Двухглавый (Безымянный)
Одноактный		Терминальный, эксцентрический	Вертикальное	Примерно равен диаметру монолита без обломочного шлейфа	Плотина 1, Плотина 4(?)
Многоактный	Существенная  Незначительная				Плотина 3  Плотина 2

Купола четвертого типа — тоже монолиты, но усложненные дайками. Формирование их происходит в два этапа. Первый — выжимание монолита, второй — внедрение даек. Благодаря относительной целостности монолита обычными путями инъекций являются зоны контакта экструзивного тела и окружающей его мантии, состоящей из брекчии разламывания. Возникающие при этом дайки располагаются вокруг монолита концентрически. По мере уничтожения обломочного шлейфа последние обнажаются, причем становится видной обычно развитая в них отдельность типа «поленницы». Дайки радиальной и иной ориентации в описываемых куполах, по-видимому, редки.

Следует подчеркнуть, что у куполов с веерной структурой (второй тип) концентрические дайки не образуются, так как диаметр основания у такого рода экструзивных тел превышает диаметр подводящего канала.

Распространение куполов Ключевского дола по типам дано в табл. 43.

## Петрохимические особенности

Химизм экструзивных образований Ключевого дола и вулкана Шевелуч характеризуется 27 полными силикатными анализами, из которых 20 заимствовано из различных литературных источников (Богоявленская, 1962; Меняйлов, 1963; Борисова, 1965). Результаты пересчета анализов по методу А. Н. Заварицкого нанесены на диаграмму (рис. 42), из которой видно, что состав экструзивных куполов Ключевского дола варьирует от андезитов ( $b = 17,7$ ) до андезито-дацитов ( $b = 6,4$ ), но в основном они сложены роговообманковыми андезитами (табл.44).

Как уже отмечалось выше, степень разброса фигуративных точек для лав вулканов Ключевского дола с возрастанием кислотности увеличивается, что связывалось нами с наложенными

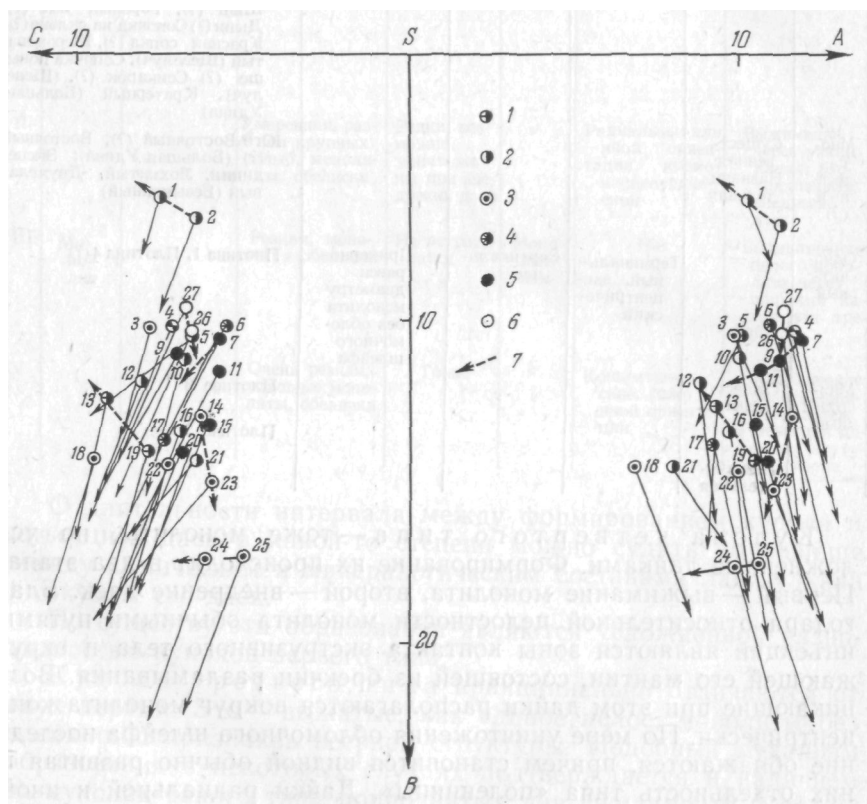


Рис. 42. Диаграмма А. Н. Заварицкого для лав экструзивных куполов Ключевского дола

1 — экструзивная группа Плотина; 2 — Безымянный, 3 — Шевелуч; 4 — Зиминая; 5 — Большая Удина; 6 — Малая Удина; 7 — линии, соединяющие куполы с установленной последовательностью формирования и относящиеся к одному и тому же вулкану

ассимиляционно-контaminaционными процессами, проявляющимися преимущественно в кислых ( $\text{SiO}_2$  58—62) породах. Как видно из упомянутой диаграммы, для экструзивных лав Ключевского дола степень разброса во всех имеющихся диапазонах кислотности и на обеих плоскостях диаграммы практически остается одинаковой. Обстоятельство это может служить указанием на то, что интенсивность загрязнения поднимающегося расплава чуждым материалом зависит не только от кислотности лав, но и от того, являются ли они экструзивными или эффузивными. Первые при прочих равных условиях оказываются, по видимому, контaминированными сильнее, чем вторые.

Нами была предпринята попытка установления характера эволюции химизма лав латеральных экструзивных образований во времени. Для этого анализировались купола с установленной последовательностью формирования. В такого рода группах оказались купола Гладкий и Правильный (вулкан Безымянный), Северный — Песчаная сопочка (вулкан Малая Удина), Южный — Шероховатый (вулкан Большая Удина), Плотина 3 — Плотина 4 (группа Плотина), Шероховатая — Каран (вулкан

Таблица 44

**Состав и количество куполов Ключевского дола и вулкана Швелуч**

Состав	Купола вулканов Ключевского дола						Влиж- ний Плос- кий	Шве- луч	Всего
	Большая Удина	Малая Удина	Большая Зимина	Безы- мянный	Группа Плоти- на	Камень			
Роговообманко- во-пироксено- вый андезито- дацит . . . .	—	—	—	2	—	—	—	—	2
Гиперстеновый андезито-да- цит. . . . .	—	—	2	—	—	—	—	—	2
Роговообманко- вый андезит	4	2	—	6	1	1	1	10	25
Роговообманко- вый гиперсте- новый андезит	1	—	—	1	1	1	—	—	4
Оливин-рогово- обманковый андезит. . .	—	—	—	—	—	—	—	4	4
Гиперстеновый андезит	—	—	—	—	—	—	—	1	1
Двупироксено- вый андезит	—	—	—	1	2	—	—	—	3

Примечание: Состав куполов Кратерный (Большая Зимина), Купол и «Сопочка повыше», (Швелуч) неизвестен.

Отношение  $K_2O/Na_2O$  в некоторых куполах Ключевского дола

Группа	Вулкан	Купола (в порядке их возникновения)	Отношение $K_2O/Na_2O$ (в том же порядке)
1	Малая Удина	Северный, Песочная сопочка . . . . .	0,46 0,42
2	Большая Удина	Южный, Восточный, Шероховатый	0,53 0,50 0,51
3	Безымянная	Гладкий, Правильный . . . . .	0,37 0,24
4	Группа Плотина	Плотина 3, Плотина . . . . .	0,25 0,24
5	Шевелуч	Шероховатая, Каран . . . . .	0,33 0,32

Шевелуч). Как следует из той же диаграммы, эволюция химического состава этих образований (показанная на рисунке стрелками) была во всех случаях однонаправленной и заключалась в относительном уменьшении общей щелочности и увеличении кальция в силикатной составляющей. Такое увеличение известковистости подобно тому,

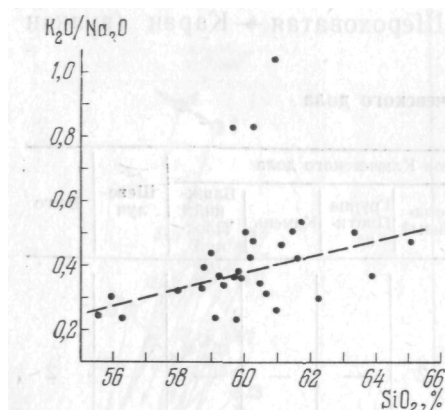


Рис. 43. Диаграмма отношений  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  для лав экструзивных куполов Ключевского дола и вулкана Шевелуч

как это ранее делалось нами для эффузивных пород Ключевских вулканов, по-видимому, следует связывать все с теми же контаминационными процессами, проявляющимися более отчетливо в породах, прокладывающих свой путь первыми.

Для подтверждения высказанного предположения обратимся к уже рассматривавшемуся нами отношению  $K_2O/Na_2O$ , которое, согласно Ямасаки (Yamasaki, 1956) и фактам, приведенным нами, в процессе контаминации возрастает. Как видно из табл. 45, лавы куполов, возникших первыми, характеризуются несколькими

большими значениями упомянутого отношения. Правда, разница эта в ряде случаев невелика, но и это обстоятельство находит объяснение в том, что каждая из перечисленных групп по существу возникла из одной порции расплава.

Из диаграммы  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  (рис. 43) следует, что с увеличением содержания  $SiO_2$  величина соотношения  $K_2O/Na_2O$  в экструзивных куполах Ключевского дола слабо, но неуклонно возрастает. Аналогичный вывод был получен и при рассмотрении петрохимических особенностей лав Удинских вулканов, хотя

Таблица 46

Сопоставление SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O в лавах побочных и терминальных куполов некоторых вулканов Ключевского дола

Вулкан или группа, их расположение	Побочные купола				Терминальные купола				Разница K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O в лавах побочных и терминальных куполов			
	Купол	SiO <sub>2</sub> . %		K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O		Купол	SiO <sub>2</sub> %				истинная	расчетная
		в куполах	в среднем	в куполах	в среднем		в куполах	в среднем	в куполах	в среднем		
Большая Удина, Ключевской дол	Юго-Восточный . . .	60,18		0,42		Вершинный	58,69	58,69	0,40	0,40	0,09	0,04
	Восточный . . . . .	60,00	60,81	0,50	0,49							
	Шероховатый . . . .	61,40		0,51								
	Южный . . . . .	61,70		0,53								
Большая Зими-на, Ключевской дол	Южный . . . . .	63,32	63,32	0,50	0,50	Кратерный	59,03	59,03	0,44	0,44	0,06	0,08
Безымянный, Ключевской дол	Гладкий . . . . .	63,86		0,37		Новый	59,94 59,80 60,20 59,14 59,18	59,65	0,35 0,37 0,47 0,23 0,37	0,36	0,16	0,04
	Правильный . . . . .	63,56		0,24								
	Экспедиции . . . . .	60,28	61,69	0,83	0,52							
	Лохматый . . . . .	60,64		0,31								
	Треугольный зуб . .	60,88		0,26								
	Побочный . . . . .	60,96		1,10								
Группа Плотина, Ключевской дол	Плотина . . . . .	56,27		0,24								
Шевелуч примыкает к Ключевскому долу	Каран . . . . .	59,98		0,32		Кратерная вершина Суелич 4-я вершина То же	59,74 59,57 60,51 62,16	60,50	0,36 0,83 0,34 0,30	0,46	-0,16	-0,03
	Семкарок . . . . .	58,60		0,32								
	Шероховатый . . . .	59,34	58,90	0,33	0,30							
	«Сопочка повыше»	59,70		0,23								
	Скалистый . . . . .	57,88										
Центральный Семячик, Восточно-Камчатская зона	Дугообразный гребень	61,27	58,58	0,77	0,61					0,18	0,05	

Таблица 47

## Некоторые петрохимические характеристики экструзивных образований Ключевского дола и вулкана Шевелуч

Купола	Вулкан	Тип купола	SiO <sub>2</sub> , %	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	alkal	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	$\frac{a}{c}$	S	SJ			
Юго-восточный	Большая Удина	60,18	60,18	0,42	21,95	5,23	1,7	1,6	20			
Восточный			60,00	0,50	24,30	5,73	1,0	1,9	17			
Шероховатый			Латеральный . . . . .	61,40	0,51	21,8	5,46	1,9	1,6	16		
Южный				61,70	0,53	23,2	6,07	2,0	2,0	13		
Вершинный				Терминальный . . . . .	58,69	0,40	23,0	5,45	1,7	1,9	20	
Северный			Малая Удина	Латеральный	61,06	0,46	23,6	5,71	1,7	1,8	17	
Песочная сопочка					61,62	0,42	23,7	5,62	1,7	1,7	17	
Южный			Большая Зимина	Латеральный . . . . .	63,32	0,50	22,0	5,66	2,0	1,6	20	
Кратерный					Терминальный . . . . .	59,03	0,44	22,0	4,57	1,25	1,3	29
Гладкий					63,86	0,37	23,65	5,55	1,7	1,5	11	
Правильный	63,56	0,24			23,31	4,93	1,3	1,2	6			
Экспедиции	60,28	0,83			19,47	4,19	1,25	1,0	12			
Лохматый	60,64	0,31			22,10	4,69	1,4	1,2	27			
Треугольный зуб	60,88	0,26			23,27	5,85	1,1	1,9	19			
Побочный	60,96	1,10			23,24	5,45	1,6	1,0	13			
Новый (внешняя часть)			59,82	0,36	22,09	4,90	1,5	1,4	19			
Новый (внутренняя часть)			59,80	0,37	22,3	4,24	1,1	1,1	22			
Плотина 3	Группа «Плотина»	Эксцентрический (?) . . .	55,50	0,25	23,59	4,89	1,3	1,9	23			
Плотина 4			50,27	0,24	23,83	4,27	1,0	1,4	22			
Каран			»	57,98	0,32	21,58	4,93	1,0	1,6	33		
Семкарок			»	58,60	0,36	22,84	4,94	1,4	1,6	29		

Шероховатый	59,34	0,33	20,95	5,38	2,2	1,8	32
Сопочка повыше	59,70	0,23	23,01	4,61	1,2	1,2	18
Кратерная вершина	59,74	0,37	23,83	5,79	1,8	2,0	27
Суелич	59,97	0,83	22,43	5,99	2,0	2,1	24
4-я вершина	60,51	0,31	21,11	4,67	1,5	1,2	28
Вершинный	59,74	0,41	24,47	5,70	1,6	2,0	15
»							
Шевелуч	59,72	0,47	25,35	6,20	1,8	2,3	18
Ближний							
Плоский							
Камень							
Терминальный . . . . .							

степень возрастания  $K_2O/Na_2O$  во втором случае была несколько меньше.

Ранее на примере Удинских вулканов было показано, что величина отношения  $K_2O/Na_2O$  в лавах эруптивных центров, расположенных в стороне от центральных выводных каналов, по сравнению со средним значением этого же отношения в породах центрального конуса с аналогичным содержанием  $SiO_2$  оказывается повышенной. Это же положение может быть проиллюстрировано и данными по куполам Ключевого дола, приведенными в табл. 46. Из таблицы видно, что среднее значение  $K_2O/Na_2O$  в лавах боковых куполов по сравнению с терминальными заметно выше. Исключение составляют купола вулкана Шевелуч.

Появление указанной разницы в величине отношения  $K_2O/Na_2O$  не может быть объяснено различиями в кислотности лав. В этой же таблице для сравнения приводится и расчетная разница, полученная по кривой (рис. 43) за счет различного содержания  $SiO_2$ , которая во всех случаях в 2—3 раза меньше истинной, полученной из химических анализов. В связи с этим можно предполагать, что выявляющаяся разница в величине отношения  $K_2O/Na_2O$  в лавах терминальных и побочных куполов связана с различной степенью их контиминации.

Из анализа тех же данных вытекает и другое следствие. Лавы боковых куполов, по сравнению с терминальным куполом того же вулкана, оказываются более кислыми. Исключение составляют экстрезивные аппараты вулкана Шевелуч, а также купола группы Плотина.

Купола вулканов Большая Удина, Большая Зимина, Безымянный судя по их локализации на склонах центральных построек, петрохимической и петрографической близости слагающих их лав к породам терминальных экстрезив, являются, несомненно, латеральными. Купола Плотины, продукты которых упомянутой

особенности химизма не обнаруживают, могут рассматриваться как образования эксцентрического типа. Это же согласуется и с выводами, полученными при рассмотрении их внутреннего строения и морфологии. Боковые купола Шевелуча, по данным А. А. Меняйлова (1955), также являются экструзиями эксцентрического типа.

Касаясь прочих петрохимических свойств куполов Ключевского дола, отраженных в табл. 47, можно отметить исключительную стабильность их состава, подчеркивающую генетическое единство всех лав Ключевских вулканов, а также, возможно, и Шевелуча.

### **О расположении подводящих каналов экструзивных куполов**

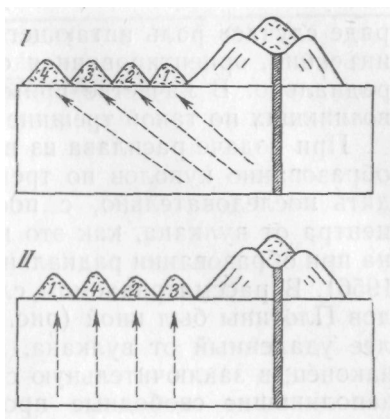
По характеру связи с главным выводным каналом экструзивные купола согласно классификации Меркалли (Merkalli, 1907) разделяются на три типа: 1) терминальные, приуроченные к главному выводному каналу; 2) латеральные, питающиеся от ответвлений верхних частей центрального канала; 3) эксцентрические, выводные каналы которых отходят от нижних частей основного ствола или начинаются непосредственно от очага. Существенным недостатком этой классификации является отсутствие надежных критериев для разделения куполов двух последних типов. Суждения по этому вопросу до сих пор выносились преимущественно на основании расположения куполов относительно главного вулкана и наличия или отсутствия в структуре центральной постройки синхронных аналогов лав, слагающих купола. Относительность этих признаков ясна и не требует особых доказательств, хотя столь же несомненно, что экструзивное образование, находящееся от материнского вулкана на расстоянии, равном радиусу центральной постройки, с большей степенью вероятности может быть отнесено к категории эксцентрических.

Ниже предлагается еще три признака для разделения латеральных и эксцентрических куполов, хотя все они нуждаются в проверке.

Первый признак основывается на предположении, что подводящие каналы, ответвляющиеся непосредственно от очага или нижних частей центрального канала, являются вертикальными или очень близкими к ним, а каналы латеральных куполов — наклонными. Внутренняя структура купола отражает механизм извержения, и в частности зависит от ориентировки канала у поверхности. В таком случае четко выраженная у куполов ассиметричная веерная структура может указывать на их латеральный характер при условии, что купола эти расположе-

Рис. 44. Экструзивные купола группы Плотина и вулкан Безымянный

*I* — предполагаемый порядок формирования куполов при подаче расплава из верхней части канала вулкана Безымянный; *II* — фактический порядок возникновения куполов



ны изолированно на горизонтальной и пологонаклонной местности вблизи от центрального вулкана.

Формирование жестких монолитов, по-видимому, связано с каналами, расположенными вертикально, и не случайно, что такого рода экструзии, как правило, встречаются либо на вершинах вулканов, либо за пределами их подножия. Поэтому монолитные купола, возникающие за пределами центральной постройки, должны относиться к категории эксцентрических.

Исходя из предпосылки о цилиндрической форме подводящих каналов, можно допустить такое предположение. Однако в

Таблица 48

**Экструзивные образования вулканов Камчатки и Курильских островов**

Вулкан	Терминальные купола	Боковые купола	Вулкан	Терминальные купола	Боковые купола
Шевелуч	+	+	Брат Чирпоев	—	+
Безымянный	+	+	Трезубец	+	—
Гамчен	?	+	Берга	+	—
Центральный Семячик	?	+	Иван Грозный	+	+
Дзензур	?	+	Головнина	+	—
Авачинский	?	+	Синарка	+	—
Корякский	+	+	Немо	+	—
Опала	?	+	Ферсмана	+	—
Креницина	+	+	Уратман	+	+
Севергина	+	—	Мильна	+	—
Экарма	+	—	Горящий	+	—
Ушишир	+	—	Кудрявый	+	—
Палласа	+	—	Баранского	+	—
Заварицкого	+	—	Менделеева	+	—
Горящая сопка	+	—	Хмельницкого	+	—

ряде случаев роль питающего канала выполняет дайкообразная инъекция, ориентированная относительно центрального вулкана радиально. В качестве примера группы экструзивных куполов, возникших по такой трещине, может быть указана Плотина.

При подаче расплава из верхних частей центрального канала образование куполов по трещине будет, по-видимому, происходить последовательно, с постепенным удалением эруптивного центра от вулкана, как это наблюдалось у Ключевского вулкана при образовании радиальных групп шлаковых конусов (Пийп, 1956). В рассматриваемом случае порядок формирования куполов Плотины был иной (рис. 44). Сначала возник купол, наиболее удаленный от вулкана, затем несколько ближе к нему, и, наконец, в заключительную стадию прорвались еще два купола, заполнившие свободные промежутки. Это обстоятельство позволяет полагать, что подача расплава происходила по вертикали снизу вверх.

Второй признак основывается на предположении, что прорыв латеральных куполов на склонах вулкана происходит только в случаях прочной закупорки центрального канала экструзивным телом. Обратимся к данным (табл. 48), полученным по 30 вулканам Камчатки и Курильских островов. Из них у 18 имеется только терминальный купол, у 6 — одновременно вершинный и боковые купола. В пяти случаях терминальные образования при наличии боковых отсутствуют, но если судить по геологической обстановке, они существовали во время формирования боковых куполов (особенно это вероятно для вулканов Авачинского, Дзензур, Опала) и были уничтожены последующими извержениями. С фактом формирования боковой экструзии в условиях отсутствия купола в вершинном кратере мы сталкиваемся лишь на вулкане Брат Чирпоев. Однако экструзия эта — эксцентрическая («Каталог действующих вулканов СССР», 1957).

Таким образом, исходя из приведенных данных, с определенной долей вероятности можно считать, что боковые купола, формирующиеся после закупорки центрального жерла экструзией, являются латеральными, а прорвавшиеся в условиях отсутствия закупорки — эксцентрическими.

Третий признак — боковые купола, сформировавшиеся на склонах вулкана или в непосредственной близости от него и обладающие по сравнению с терминальной экструзией более кислым составом, могут быть отнесены к категории латеральных.

В заключение следует только подчеркнуть предположительный характер этих признаков и отметить, что совокупное использование их применительно к куполам Ключевского дола позволило сделать определенные выводы (см. табл. 41).

---

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КЛЮЧЕВСКОГО ДОЛА

При сопоставлении вышеизложенных данных по Удинским и другим вулканам Ключевского дола, а также по вулкану Шивелуч выявилось, что хотя по основным петрохимическим свойствам лавы всех Ключевских вулканов и их экструзивных образований весьма близки и являются производными единого родоначального расплава высокоалюминиевой магмы в понимании Куно (1964), между вулканами юго-восточной части Ключевского дола (Большая и Малая Удины, Большая и Малая Зимины, Безымянная) и вулканами, расположенными в его северной части (Ближняя и Дальняя Плоские, Ключевская), намечаются определенные различия.

Зарождение и особенности развития как Удинских, так и других представителей последней (в основном голоценовой) фазы вулканизма на Ключевском долу в определенной степени являются следствием и отражением имевшей место там же более ранней вулканической деятельности, некоторые черты которой и рассматриваются ниже.

### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ВУЛКАНИЗМА НА КЛЮЧЕВСКОМ ДОЛУ

В пределах средне (?) - и верхнечетвертичного времени намечается три этапа вулканизма.

**Ранний базальтовый вулканизм.** В одной из первых глав были приведены сведения о строении фундамента вулканов Ключевской группы. Данные эти позволяют говорить о начальном этапе вулканизма на Ключевском долу как о фазе вулканической деятельности, характеризовавшейся массивными излияниями специфических мегаплагиофировых лав базальтового и андезито-базальтового состава, продолжавшейся в течение длительного времени и состоящей из нескольких циклов, проявлявшихся в некоторых случаях синхронно по всей территории Ключевского дола. Это, а также незначительная эволюция химизма и

петрографического состава мегаплагиофировых лав от цикла к циклу позволяют связывать вулканизм этой ранней фазы с существованием под Ключевским долом глубинного и единого магматического бассейна базальтового расплава. Если судить по предполагаемому расположению центра излияния гигантоплагиофировых лав, глубинный магматический бассейн в юго-восточном направлении выходил за пределы Ключевского дола.

Вопрос о количестве и характере эруптивных центров в пределах каждого из выделенных циклов по существу остается открытым. Можно только предполагать, что их было несколько. Так, в период формирования мегаплагиофировой толщи таких центров было два. Один из них, по данным А. Н. Сирина (1963), располагался под вулканом Плоский в северной части Ключевского дола, второй — предположительно в его южной части. Некоторые из выводных каналов (например, под вулканом Плоский) унаследовались от цикла к циклу, другие (в юго-восточной части Ключевского дола) мигрировали, действуя только в течение одного цикла. Таким образом, уже в рассматриваемую раннюю, мегаплагиофировую фазу вулканизм в северной и южной частях Ключевского дола проявлялся различно. Разница эта, по всей вероятности, сказывалась и в характере самих эруптивных центров. Если для северной части Ключевского дола центр этот определяется как гигантский щитовидный вулкан, позднее частично скрытый под голоценовой постройкой (Сирин, 1963), то в южной части Ключевского дола, где даже для наиболее молодой гигантоплагиофировой толщи следов подобных построек не сохранилось, можно допустить трещинный и ареальный характер извержений.

Следует отметить и еще одно обстоятельство, заключавшееся в том, что в юго-восточной части Ключевского дола фаза мегаплагиофирового вулканизма, по сравнению с северной частью дола, началась и окончилась, по-видимому, несколько позднее, со смещением на один цикл. К этому предположению приводит отсутствие в юго-восточной части рассматриваемой территории наиболее древней мегаплагиофировой толщи, а в северной — молодых гигантоплагиофировых лав.

Доледниковые андезиты. Из фактического материала следует, что в локализации молодых (голоценовых) андезитов на Ключевском долу имеются определенные особенности. Однако, помимо голоценовых андезитов здесь имеются андезиты и более древнего возраста. Так, кроме упомянутой толщи андезитов на Удинском долу (центр излияния которых, возможно, располагался за его восточными пределами), на Ключевском долу имеются своеобразные доледниковые экструзивные (?) образования, скрытые под некоторыми из вулканов. Отроги таких образований выступают из-под сооружений вулканов Безымянный, Камень (Пийп, 1956). Б. И. Пийп предполагает наличие подобных андезитовых.

построек в основании или нижней части конуса Ключевского вулкана, что (подтверждается находками белой пемзы в эксплозивных выбросах кратеров групп Билюкай и Юбилейная. Еще ранее Богданович (Bogdanowisch, 1904) и С. А. Конради (1925) рассматривали Ключевскую сопку как полигенный вулкан с моногенным андезитовым ядром. Выше было отмечено существование доледниковых экструзий на Удинском долу к востоку и к юго-востоку от одноименных вулканов. Наконец, имеются сведения (Эрлих, 1964; Альпова, 1966) о наличии андезитов и аязезито-базальтов подобного возраста в долине р. Студеной.

Все перечисленные образования на основании сходства в петрографическом составе, химизме (относительно повышенная щелочность), возрасте и генезисе могут быть предположительно объединены в доледниковый андезитовый комплекс, представленный серией экструзивных (?) образований, ныне частично разрушенных и погребенных под позднейшими постройками центрального типа. Не исключено, что к этому же комплексу может быть отнесена андезитовая толща, вскрывающаяся в разрезе р. Левый Толбачик на Удинском долу.

Даже из этих немногих данных выявляется определенная особенность в локализации доледниковых андезитовых образований, заключающаяся в примерном совпадении площади их распространения с зоной расположения вулканов центрального типа.

Незначительная эродированность рассматриваемых андезитов и как следствие — слабая изученность их не позволяют сколько-нибудь уверенно говорить о наличии или отсутствии различий между северной и юго-восточной частями Ключевского дола на этом этапе его вулканизма.

Вулканизм центрального типа на Ключевском долу зарождается и развивается на последнем этапе, преимущественно в голоценовое время.

### **СОПОСТАВЛЕНИЕ ВУЛКАНИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТЕЙ КЛЮЧЕВСКОГО ДОЛА**

Как следует из предыдущего раздела, некоторые различия в вулканической деятельности на территории северной и юго-восточной частей Ключевского дола, по-видимому, имели место еще в доледниковую раннюю фазу вулканизма. Для вулканов центрального типа, возникших позднее, эти различия еще более явны.

Лавы юго-восточных вулканов (по сравнению с северными) имеют следующие особенности: наличие ферромагнезиальных минералов с повышенной железистостью; относительное уменьшение общей щелочности в кислых разностях и существенное колебание содержания кальция в силикатной составляющей; заметно пониженные средние значения отношения  $K_2O/Na_2O$  меньшие средние значения и меньшая амплитуда колебания индекса

Ритмана; более стабильная величина  $alkal$ ; пониженное значение и более узкие пределы колебания параметра  $a/c$ .

Лавы вулканов Острый и Плоский Толбачик и Шевелуч имеют петрохимические признаки обеих вулканических групп. Однако подавляющая часть этих признаков свидетельствует о близости химизма пород этих вулканов (и в первую очередь Шевелуча) и лав вулканов юго-восточной части Ключевского дола.

Общая специфичность вулканической деятельности в юго-восточной части Ключевского дола в голоценовое время проявляется и в существенно более кислом характере вулканизма (вулканы Удинские, Зиминокие, Безымянный), и в широком развитии экструзивных андезитовых образований, которые занимают полосу северо-западного простирания, постепенно суживающуюся от Удинского дола к вулкану Плоский, и в почти полном отсутствии в разрезах перечисленных вулканов лав мегаплагиофирового типа, а также в полном отсутствии шлаковых конусов мегаплагиофировых лав, широко распространенных по всей остальной территории Ключевского дола.

На протяжении длительного отрезка геологического времени, начиная с мела и вплоть до настоящего времени, фациальная обстановка в северо-западной и юго-восточной частях Ключевского дола была существенно различной. Особенности распространения ксенолитов различного состава в лавах Ключевских вулканов позволяют предполагать, что под южными вулканами Ключевской группы, а также под вулканом Шевелуч мезозойские и более древние породы находятся на уровне периферических очагов. Источники питания северных вулканов располагаются в толще третичных пород.

Тот факт, что и по петрохимическим особенностям лав, и по предполагаемому расположению питающих очагов вулканы Ключевского дола разделяются на две пространственно сближенные между собой группы, позволяет говорить о наличии определенной взаимосвязи химизма лав с геолого-структурными особенностями земной коры.

#### **О МЕСТЕ АНДЕЗИТОВ В ИСТОРИИ КЛЮЧЕВСКОГО ДОЛА**

Рассматривая вопрос о характере этой взаимосвязи, нельзя не коснуться и вопроса о происхождении андезитов на Ключевском долу и их соотношения с базальтами, что, по мнению А. Н. Заварицкого (1935), является ключом к пониманию основных закономерностей вулканической деятельности в этом районе.

Как явствует из сказанного выше, в истории Ключевского дола андезиты появлялись дважды. Вначале они излились в доледниковое время, сформировав серию экструзий (?). Отсутствие следов заметной дифференциации доледниковых андезитов по-

зволюет предположительно связывать их возникновение с существованием на определенном этапе становления Ключевского дола единого очага андезитового расплава.

Вторичное излияние андезитов на Ключевском долу сопряжено с заложением и развитием в ледниковое и голоценовое время вулканов центрального типа, изливших в начале своего существования основные (базальтовые и андезито-базальтовые) лавы. Позднейшие андезиты, в отличие от доледниковых, возникли как результат дифференциации базальтового расплава в отдельных периферических камерах. Помимо этого, разница проявляется и в том, что эти молодые андезиты встречаются только у вулканов юго-восточной части Ключевского дола. Относительно происхождения этих андезитов можно сказать следующее.

Судя по ряду ранее перечисленных петрохимических признаков, степень контаминации у лав вулканов северной группы на Ключевском долу по сравнению с юго-восточными заметно выше. Вывод этот является несколько неожиданным, так как постройки первой группы в целом сложены существенно более кислыми лавами. Обстоятельство это позволяет предполагать, что ассимиляционно-контаминационные процессы в образовании андезитов и более кислых разновидностей существенной роли не играют.

Более того, явно повышенная степень контаминации, наблюдаемая у лав, излившихся после длительного перерыва первыми или по вновь возникшему каналу, дает некоторые основания говорить о том, что основным местом развития контаминационного процесса является подводящий канал, а одной из причин — механическое воздействие на окружающие породы поднимающегося по каналу расплава, увеличивающееся с возрастанием его кислотности.

Таким образом, образование молодых андезитов в основном, по-видимому, является результатом фракционной кристаллизации базальтовой магмы, протекающей в зависимости от ряда условий с различной скоростью.

Однако остается неясным, почему указанный механизм вызвал генерацию андезитов только у вулканов юго-восточной части Ключевского дола. Единственным исключением в северной части дола является вулкан Ближний Плоский, на вершине которого имеется небольшая экструзия роговообманкового андезита (Сирин, 1963). Обстоятельство это не может быть объяснено разницей во времени существования вулканов той и другой групп, так как возраст всех центральных образований Ключевского дола вполне сопоставим. В то же время имеющиеся данные позволяют говорить о наличии определенной взаимосвязи химизма лав с различиями строения фундамента под Ключевскими вулканами на уровне питающих их периферических очагов.

Характер этой взаимосвязи можно предполагать, исходя из некоторых обстоятельств. Так, одной из специфических особен-

ностей вулканов северной части Ключевского дола является широкое развитие на их склонах и подножиях побочных шлаковых конусов базальтового и андезито-базальтового состава. Концентрическая форма площадей их распространения позволяет говорить о существовании у этих вулканов горизонтально вытянутых («плоских») магматических очагов. На вулканах юго-восточной части Ключевского дола побочных шлаковых конусов нет, несмотря на то, что лавы основного состава в этих постройках также имеются. Это, а также указанный характер локализации побочных экструзивных куполов и, наконец, явная приуроченность самих вулканов к крупным тектоническим нарушениям делают в какой-то мере обоснованным предположение о том, что магматические камеры этих вулканов имеют вертикальную ориентировку, располагаясь в плоскости разлома. Не исключено, что определенное влияние на морфологию очагов оказывают и свойства вмещающих пород. Если судить по имеющимся петрографическим и петрохимическим данным, кристаллические мезозойские породы, в которых локализовались очаги юго-восточных вулканов, менее благоприятны для развития ассимиляционных процессов, чем третичные песчаники, где расположены магматические камеры северных вулканов.

Естественно допустить, что физико-химические условия в этих двух типах коровых очагов будут неодинаковы. Это может быть обусловлено, в частности, и тем, что верхние части вертикальных очагов находятся ближе к поверхности, чем очаги, имеющие горизонтально вытянутую форму. По-видимому, существенно различным будет и такой важный фактор, как парциальное давление кислорода, которое, как было показано Е. Ф. Осборном (1964), в значительной степени влияет на скорость и порядок фракционной кристаллизации базальтового расплава. Такие факты, как исключительно стабильный состав мегаплагиофировых лав — непосредственных продуктов глубинного очага, и относительно быстрая дифференциация в подводных каналах (являющихся в определенном отношении аналогами «вертикальных» очагов), позволяют высказать предположение о том, что массовое образование андезитов и развитие экструзий роговообманковых андезитов и дацитов на юго-восточных вулканах Ключевского дола в какой-то мере определились вертикальной ориентировкой питающих камер, условия в которых благоприятствовали ускоренному процессу фракционной кристаллизации.

Выше уже говорилось о наличии трех этапов в развитии вулканизма на Ключевском долу. Соответственно этому все вскрытые эрозией вулканические породы Ключевского дола могут быть отнесены к одному из трех магматических комплексов, каждый из которых представляет естественную совокупность всех вулканических пород, генетически связанных с кристаллизацией расплава либо из общего глубинного (мантийного?) очага, либо из

серии периферических камер, являющихся ответвлениями от единого глубинного очага.

Первый, наиболее ранний комплекс Ключевского дола представлен базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами мегаплагифирического типа, изливавшимися из щитовых вулканов, крупных трещин (?), шлаковых конусов, а также, видимо, в порядке исключения, и из вулканов центрального типа. Второй комплекс, выделенный предположительно, характеризуется роговообманковыми, роговообманково-гиперстеновыми и гиперстеновыми андезитами, слагающими доледниковые, частично разрушенные или погребенные экструзивные образования. Третий комплекс объединяет породы от базальтов до дацитов, образующих верхне-четвертичные постройки центрального типа и подчиненные им шлаковые конусы и экструзии.

О характере магматических источников, с существованием которых связано образование перечисленных комплексов, можно сказать следующее. Лавы мегаплагифирического типа, основная масса которых излилась на самых ранних стадиях развития вулканического узла на Ключевском долу, периодически и в значительных количествах появлялись и позднее, вплоть до самого недавнего времени. Это дало возможность некоторым исследователям (Пийп, 1956; Сирин, 1963, 1964) говорить о существовании под Ключевским долом на протяжении всей его истории развития общего магматического бассейна основных мегаплагифирических лав.

Образование двух других комплексов — андезитового и комплекса центральных вулканов — происходило последовательно по отношению друг к другу. Как уже было сказано ранее, заложение и развитие центральных вулканов на Ключевском долу связано с возникновением системы приповерхностных периферических очагов. Происходившие в них и в расположенных выше подводящих каналах дифференционные и ассимиляционно-контaminaционные процессы привели к образованию всей гаммы наблюдаемых ныне в постройках центрального типа пород, от андезито-базальтов до дацитов.

Петрографическое, петрохимическое сходство и близкий возраст лав, слагающих андезитовый комплекс, позволяют предполагать общность магматического источника и на этом этапе развития Ключевского дола, однако последний так же, как и очаги центральных вулканов, был уже приповерхностным. Отсутствие заметной дифференциации в древних андезитах свидетельствует о том, что время существования подобного очага не было длительным. Не исключено, что вследствие этой кратковременности уже тогда существовавшие различия в геолого-структурной обстановке между юго-восточной и северной частями Ключевского дола на успели отразиться на химизме и петрографических особенностях андезитов. Перечисленные особенности распростране-

ния ранних экструзивных образований позволяют предполагать, что андезитовый очаг располагался там же, где впоследствии оформились очаги центральных вулканов, исходя из чего можно допустить, что процесс становления периферических очагов происходил в два этапа. На первом этапе по плоскостям крупных разломов северо-западного и северо-восточного простирания произошла инъекция глубинного расплава, дифференцировавшегося до роговообманковых андезитов и образовавшего серию экструзивных построек. Ко времени вторичного внедрения глубинного расплава происходит распад единого приповерхностного очага на ряд более мелких, с которыми и связано возникновение и развитие самых молодых образований на Ключевском долу — вулканов центрального типа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изложенные в настоящей работе материалы показывают характер вулканизма и его продуктов как в целом Ключевского дола, так и в особенности юго-восточной части, куда входят Удинские вулканы — Большая и Малая Удина.

Эти вулканы расположены на стыке трех крупных тектонических структур — юго-восточной части Ключевского дола, Толбачинской депрессии и Хапичинского дола, испытавших в верхне-четвертичное время вертикальные подвижки различных знаков и амплитуд.

2. Двухъярусное строение вулкана Большая Удина показывает, что в течение первого этапа его деятельности, начавшегося в период между I и II фазами верхнечетвертичного оледенения и закончившегося в начале II фазы, был сформирован нижний ярус, представляющий собой щитоподобный массив. На этом этапе преобладали элементы вулканогого и пелейского типов, а в заключительную стадию, кроме того, и типа Безымянного. Возобновление вулканической активности Большой Удины произошло в голоценовое время, когда была сформирована конусовидная постройка второго яруса. Характер деятельности вулкана в этот период приближался к вулканскому, а во время формирования вершинного купола напоминал извержение вулкана Мерапи в 1922 г. Продолжительность жизни вулкана оценивается в 15—17 тысяч лет, а последнее центральное извержение его произошло 2—3 тысячи лет назад.

3. Время зарождения вулкана Малая Удина относится к концу перерыва в оледенении. Он был сформирован в относительно короткое время (примерно за 2 тысячи лет) в результате эксплозивно-эффузивной деятельности, продолжавшейся без существенных перерывов на фоне длительного покоя вулкана Большая Удина.

Заложение Малой Удины связано с выходом расплава по новому каналу по плоскости тектонического нарушения. Непосредственной причиной такого прорыва явилась, по-видимому, закупорка канала Большой Удины кислой вязкой лавой. Некоторые

петрографические различия в основных лавах Удинских вулканов, являющиеся, вероятно, результатом дифференционных процессов, происходивших в подводящих каналах, дают основание предполагать, что ответвление канала, питавшего Малую Удину, произошло непосредственно от магматического источника. Ослабление, а затем и полное прекращение деятельности Малой Удины, вероятно, связано с возобновлением извержений Большой Удины.

4. После продолжительного перерыва, в течение которого Удинокие вулканы подверглись существенному эрозионному расчленению, вулканическая деятельность возобновилась на них уже в экструзивной форме. Выжимание куполов, имевшее место в пределах последних одной-двух тысяч лет, является завершающим этапом жизни Удинских вулканов.

5. Сходство пород вулканов Большая и Малая Удина проявляется в близости количественно-минералогического состава, принадлежности к единой эволюционной серии, сходстве и синхронности изменения их химизма во времени и исключительной близости многих петрохимических и геохимических особенностей, позволяет говорить о наличии у Удинских вулканов единого источника питания.

6. Основной причиной, обусловившей появление всей гаммы Удинских лав, была фракционная кристаллизация базальтовой магмы.

Значительная раздифференцированность лав Удинских вулканов и отсутствие среди них пород мегаплагиофирового тип;; дают основание отнести источник питания этих вулканов к категории периферических очагов, существующих наряду с глубинным магматическим бассейном, поставляющим на поверхность своеобразные и довольно однородные мегаплагиофировые лавы.

7. Состав пород Удинских вулканов, по сравнению с продуктами других вулканов Ключевского дола, довольно кислый (78% андезитов, 22% базальтов). Отличаются они и относительной кратковременностью активного периода. Не исключено, что это связано с изоляцией приповерхностного очага Удинских вулканов. Но все же периодическая связь этого очага и глубинного очага имела место, и косвенным подтверждением этому является одноактное, кратковременное и синхронное образование на Удинских вулканах основных лав.

8. Отсутствие устойчивой связи приповерхностного и глубинного очагов, вероятно, было обусловлено наличием под вулканами погребенного кряжа верхнемезозойских пород. Непосредственный источник питания Удинских вулканов расположен в толще древних пород, что подтверждается составом ксенолитов в их лавах и может быть объяснено как существованием упомянутого кряжа, так и поднятием юго-восточной части Ключевского дола..

9. По основным петрохимическим свойствам лавы всех Ключевских вулканов и их экструзивные образования весьма близки и являются производными единого родоначального расплава высокоалюминиевой магмы (в понимании Куно).

10. В пределах средне(?)- и верхнечетвертичного времени в истории вулканизма на Ключевском долу выделяются три этапа, каждому из которых соответствует комплекс вулканических пород, генетически связанных с определенной фазой в эволюции источников питания под Ключевским долом. Это базальтовый комплекс, представленный лавами мегаплагифирического типа, андезитовый комплекс, слагающий доледниковые, ныне частично разрушенные и погребенные экструзивные образования, комплекс центральных вулканов, объединяющий гамму пород от базальтов до дацитов и образующих молодые постройки центрального типа и подчиненные им шлаковые конусы и экструзии.

11. Специфичность вулканической деятельности в юго-восточной части Ключевского дола проявляется в существенно более кислом характере вулканизма, широком развитии экструзивных андезитовых образований, почти полном отсутствии в разрезах вулканов лав мегаплагифирического типа и полном отсутствии шлаковых конусов этого состава, широко распространенных на остальной территории Ключевского дола.

12. Особенности распространения ксенолитов различного состава в лавах Ключевских вулканов позволяют предполагать, что под южными вулканами Ключевской группы, а также вулканом Шевелуч мезозойские и более древние породы находятся на уровне периферических очагов. Источники питания северных вулканов располагаются в толще третичных пород. То обстоятельство, что лавы вулканов Ключевского дола как по петрографическим и петрохимическим особенностям, так и по предполагаемому расположению питающих очагов разделяются на две группы, позволяет говорить о наличии определенной взаимосвязи химизма лав этих вулканов с геолого-структурными особенностями фундамента.

## ЛИТЕРАТУРА

- Апрелков С. Е., Марченко А. Р., Шеймович В. С.* Некоторые петрографические особенности четвертичного вулканизма Камчатки.— В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Баласаян С. И.* Роль зонарных плагиоклазов в познании теплового режима магмы.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 5.
- Барт Т. Ф.* Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М.* и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостехиздат, 1961.
- Белянкин Д. С., Петров В. П.* О кристобалите в горных породах Кавказа и Закавказья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 3.
- Богоявленская Г. Е.* Вулкан Безымянный и его экструзивные образования.— Бюлл. Камч. вулканол. станции, 1957, № 26.
- Богоявленская Г. Е.* Вулкан Безымянный на Камчатке и его агломератовый поток.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1960, вып. 18.
- Богданович К. И.* Геологический очерк Камчатки. ИЛ, 1955.
- Борисова В. Н.* Некоторые отличия петрохимического состава эффузивных и экструзивных пород.— В сб.: «Вопросы петрологии метаморфических и магматических пород». Владивосток, изд. ДальФАН СССР, 1965.
- Борнеман И. Д.* Химическая формула минерала.— Амфиболы. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 89, 1960, вып. 2.
- Боуэн Н. Л.* Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
- Былинкина А. А.* К исследованию сухих рек Ключевского вулкана (летом 1950).— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1954, вып. 8.
- Ван Беммелен Р. Б.* Геология Индонезии. ИЛ, 1957.
- Веселовская М. М.* Химико-минералогические исследования в области пироксенов диопсид-авгитового ряда.— Труды ИГН АН СССР, петрограф. серия, 1950, вып. 86.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород.— Геохимия, 1962, № 7.
- Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Н.* Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
- Власов Г. М., Чемехов Ю. Ф.* Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатка в четвертичный период и его геоморфологическое районирование.— Изв. ВГО, 1950, т. 82, вып. 3.
- Власов Г. М., Чемехов Ю. Ф.* Четвертичное оледенение Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 2.
- Власов Г. М.* Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов.— Материалы 2-го геоморфолог. совещания. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Влодавец В. И.* Ключевская группа вулканов.— Труды Камч. вулканол. станции, 1940, вып. 1.
- Влодавец В. И.* О кристобалите в горных породах Камчатки.— В сб.: «Академик Д. С. Белянкин. К 70-летию со дня рождения и 40-летию научной деятельности». Изв. АН СССР, серия геол., 1946.

- Влодавец В. И.* О химическом составе камчатской магматической провинции.— В сб.: «Вопросы минералогии, геохимии, петрографии». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Геология СССР.* Т. XXXI. Изд-во «Недра», 1964.
- Горшков Г. С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4.
- Горшков Г. С.* Явления вулканизма и верхняя мантия.— В кн.: «Химия земной коры», т. II, 1964.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е.* Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения в 1955—1963 г. М., изд-во «Наука», 1965.
- Гущенко И. И.* Пеплы Северной Камчатки. М., изд-во «Наука», 1965.
- Двали М. Ф.* Геологическое строение и нефтегазоносность восточной Камчатки.— Труды ВНИГРИ, вып. 16. М., Гостоптехиздат, 1955.
- Дир В. А.* Состав и парагенезис роговых обманок комплекса Глен Тилт в Пертшире. Пер. с англ. Л., 1940.
- Дитмар К.* Поездки и пребывание в Камчатке в 1851—1855 г. Истор. отчет по путевым дневникам. Пер. с нем. СПб., 1901.
- Заварицкий А. Н.* Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке.— Зап. Минерал. об-ва серия 2, 1931, т. 60, вып. 2.
- Заварицкий А. Н.* Северная группа вулканов Камчатки.— Труды СОПС. М., Изд-во АН СССР, серия камч., 1935, вып. II.
- Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н.* Вулканы Камчатки.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1955, вып. 10.
- Заварицкий А. Н.* Новые диаграммы для определения высокотемпературных плагиоклазов.— Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 87, 1958, вып. 5.
- Индиченко Л. Н.* Спектральный анализ минеральных веществ. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кель Н. Г.* Карта вулканов Камчатки.— Изд. Гос. РГО, 1928.
- Конради С. А.* Предварительный отчет о ходе работ партии с мая 1908 г. по ноябрь 1909 г.— Отчет РГО за 1909 г. СПб., 1910.
- Конради С. А.* Доклад о работах южного подотдела Камчатской экспедиции.— Изв. Гос. РГО, 1925, т. 57, вып. 1.
- Конради С. А., Кель Н. Г.* Геологический отдел Камчатской экспедиции. 1908—1911.— Изв. РГО, 1925, т. 57, № 1.
- Коржинский А. Д.* Термический анализ некоторых роговых обманок Восточной Сибири.— Труды Первого совещания по термографии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский А. Д.* Термооптические исследования некоторых амфиболов Восточной Сибири.— Труды Вост.-Сиб. ФАН СССР, 1961, вып. 16.
- Кропоткин Н. П., Власов Г. М.* Островные дуги и периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса.— В кн.: «Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1960.
- Куно Х.* Серия изверженных пород.— Труды геохимической конференции.— В кн.: «Химия земной коры», 1964, т. II.
- Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А.* Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1940, вып. 32.
- Лапшин Л. И.* О древнем оледенении Камчатки.— Вопросы географии Камчатки, 1963, № 1.
- Лодочников В. Н.* Микроскопические наблюдения полевых шпатов и выводы из них в породах Кальджарской волости, Зайсанского уезда, Семипалатинской области.— Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 52, 1925.
- Лодочников В. Н.* Главнейшие породообразующие минералы. М. Госгеолтех-издат, 1955.
- Марфунин А. С.* Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.

- Маренина Т. Ю., Сирип А. П., Тимербаева К. М.* Корякский вулкан на Камчатке.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1962, вып. 22.
- Мархинин Е. К., Борисов О. Г., Мархинина С. Н.* Опыт определения приближенного химического состава вулканических пород Камчатки и Курильских островов по показателю преломления их искусственных стекол.— Бюлл. Камч. вулканол. станции, 1960, № 30.
- Мархинин Е. К., Сапожникова А. М.* О содержании Ni, Co, V и Si в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.— Геохимия, 1962, № 4.
- Мархинин Е. К., Сирип А. Н., Тимербаева К. М., Токарев П. И.* Опыт вулканогеографического районирования Камчатки и Курильских островов.— Бюлл. Камч. вулканол. станции, 1962, № 32.
- Мелекесцев И. В.* Четвертичные оледенения и проблема возраста Ключевской вулканической группы.— В сб.: «Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР». М., изд-во «Наука», 1965.
- Меняйлов А. А.* Вулкан Швелуч, его геологическое строение, состав и извержения.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1955, № 9.
- Мьюир И. Д.* Переходный характер оптики некоторых андезитов и лабрадоров.— В кн.: «Полевые шпаты», сб. статей, 1956, ч. 2.
- Набоко С. И.* Вулканические экзальции и продукты их реакций.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16.
- Набоко С. И.* Четвертичный и современный вулканизм Камчатки.— В сб.: «Петрографические провинции изверженных и метаморфических пород».— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Набоко С. И.* Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1963.
- Набоко С. И., Шаерова Н. Н.* О пироксенах в лавах современных и недавних извержений некоторых камчатских вулканов.— Бюлл. вулканол. станций, 1954, № 23.
- Наковник Н. И.* Иммерсионный метод в применении к петрографическим шлифам. М., Госгеолиздат, 1957.
- Наседкин В. В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98.
- Новограбленов П. Т.* Каталог вулканов Камчатки.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1932, т. 64, вып. 1.
- Ноккольде С. Р., Аллен С. Р.* Геохимические наблюдения. ИЛ, 1958.
- Олюшин В. Н.* Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 1.
- Осборн Б. Д.* Экспериментальные исследования давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов.— В кн.: «Химия земной коры». Труды Геох. конфер., посвящ. 100-летию со дня рождения Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Пийп Б. И.* Вулкан Кизимен.— Бюлл. вулканол. станции на Камчатке, 1946, № 13.
- Пийп Б. И.* Извержение кратера Былинкиной.— Бюлл. вулканол. станции, 1954, № 20.
- Пийп Б. И.* Ключевская сопка и ее извержение в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1956, вып. II.
- Рашин Г. А.* О колебаниях в составе плагиоклазов в андезито-базальтовых породах.— Зап. Всес. минерал. об-ва, серия 2, ч. 91, 1962, вып. 2.
- Ривовш Л. Н.* О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов.— Геология и геофизика, СО АН СССР, 1963а, № 6.
- Ривовш Л. Н.* Некоторые геофизические данные о глубинном строении Центральной Камчатской депрессии.— Сов. геология, 1963б, № 2.
- Ритман А.* Определение сериального индекса вулканических горных пород.— В сб.: «XII Генеральная ассамблея МГГС». Изд-во АН СССР, 1959.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., изд-во «Мир», 1964.

- Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н.* Петрохимические особенности лав вулкана Эбеко на острове Парамушир (Курильские острова).— В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ротман В. К.* Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта.— В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Рудич К. П., Тимербаева К. М.* О полосчатых лавах вулкана Большая Зимица.— В сб.: «Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР». М., изд-во «Наука», 1965.
- Святловский А. Е.* О возрасте вулканов различных тектонических зон Камчатки.— Бюлл. Камч. вулканол. станции, 1957а, № 26.
- Святловский А. Е.* О вулкано-тектонике Ключевской группы вулканов на Камчатке.— Бюлл. Камч. вулканол. станции, 1957б, № 26.
- Слюнин Н. Д.* Охотско-Камчатский край. Т. I. СПб., 1900.
- Сирич А. Н.* Некоторые особенности эксцентрической деятельности на Ключевском долу на Камчатке.— Материалы Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Соболев В. С.* Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1949.
- Соболев В. С.* Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотита, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Минерал. сборник Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Соболев В. С.* Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геология и геофизика СО АН СССР, 1964, № 1.
- Стишов С. М.* Природа поверхности Мохоровичича.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1963, № 1.
- Тернер Ф. Док., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1952.
- Тимербаева К. М.* Экструзивные куполы вулкана Большая Удина.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1962, вып. 21.
- Тимербаева К. М.* Вулкан Малая Удина на Камчатке.— В сб.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Тимербаева К. М.* К геологии юго-восточной окраины Ключевского дола.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1963б, вып. 23.
- Тимербаева К. М.* История формирования Удинских вулканов на Камчатке.— В сб.: «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Тихонов В. И.* Схема тектоники южной части полуострова Камчатки.— Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 1.
- Тихонов В. И.* Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
- Тресер В.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолиздат, 1958.
- Устиев Е. К.* Аюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Устиев К. Е.* Некоторые особенности механизма происхождения пористых лав на примере позднечетвертичного трахибазальтового потока долины Монни.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 12.
- Устинова Т. И.* Вулкан Гамчен.— Бюлл. Камч. вулканол. станции, 1954, № 21.
- Фаворская М. А., Волчанская И. К., Ниссенбаум П. Н.* Некоторые новые данные об особенностях пироксенов из верхнекайнозойских эффузивов Камчатки.— В сб.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хитаров Н. И.* Паровая и газовая фазы системы кремнезем — вода.— Сов. геология, 1944, № 2.
- Цветков А. И.* Зависимость оптических свойств от состава в серии твердых растворов.— Зап. Минерал. об-ва, ч. 72, 1943, вып. 1.

- Цветков А. И.* Синтез глиноземистых пироксенов и зависимость их оптики от состава.— Зап. Минерал. об-ва, серия 2, ч. 74, 1945, вып. 2.
- Цветков А. И., Мясников В. С., Шепочкина Н. И., Матвеева Н. А.* О природе пластинчатых образований в титаномagnetите.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 2.
- Шаврова Н. Н.* О некоторых микроэлементах в лавах вулканов Ключевской группы.— Бюлл. вулканол. станции, 1954, № 22.
- Шаницер А. Е.* О вулканогенной и терригенной формациях мелового (?) возраста Восточного хребта Камчатки.— В сб.: «Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки». М., изд-во «Наука», 1966.
- Шаницер А. Е., Челебаева А. И., Гейтнер А. Р.* Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки.— В сб.: «Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки». М., изд-во «Наука», 1966.
- Ширинян К. Г.* Некоторые закономерности развития четвертичного вулканизма в Армении.— Зап. Арм. отдела Всес. минерал. об-ва, 1959, т. XII, № 1.
- Ширинян К. Г.* Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоценово-постплиоценового) вулканизма Армении.— В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шрок Роберт.* Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Шербаков А. В.* Два пересечения полуострова Камчатки.— Труды СОПС АН СССР, 1938.
- Эрлих Э. Н., Ермаков В. А.* Структура и эволюция четвертичного вулканизма Ключевской группы вулканов.— В сб.: «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Augustithis S. S.* Oscillatory zoning of Plg. phenocryst of ofbasalt from Debrasina, Ephiopia. Chem. Erde, 1963.
- Barnes V. E.* Changes in hornblende at about 800° C— Amer. Miner. 1930, v. 15, m. 9.
- Bogdanowitsch K.* Qeologische Skizze von Kamtschatka.— Peter. Geogr. Mitt. Cotha, 1904.
- Brun H.* Augite et peridot du Stromboli changement des perametres du l'augite magmetique.— C R. Soc. Phys. et Hist nat Ceneve 44, 1927.
- Fudali R, F., Muan A., Osboru E. F.* Oxygen jugacities of basaltic magmas.— Geol., Soc. Amer. Spec. Paper 68, 1962.
- Hess H. H.* Pyroxenes of common mafic magmas.— 1., Am., Min., XXII, 19, 1941, 11, Amer., Min., XXXIV, 9, 10, 1949a.
- Hess H. H.* Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.—Amer. Min., 1949b, v. 34, n. 9—10.
- Hess H. H.,* Geological Hypotheses and the earth's crust rander the oceans.— Roy. Soc. London, Pros., sect., A, 232, 1954.
- Hess H. H.,* Poldervaart A. Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma.— Journ. geol., 1951, v. 59.
- Ichimura T., Minato H.* Augite and hypersthene crystal from the Zao Volcanoes.— Bull. Earthquens Bes. Inst., Toky. Univ., 1951, v. 2.
- Jamasaki M.* Petrogenetic significance of the K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O rocks of Fuji and Nasu Volcanic zones in Japan, 1956, v. 62.
- Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and adjacent areas. Japan.— Bull. Geol. Soc. Am., 1950, v. 61.
- Kuno H.* Formation of calderas and magmatic evolution. Tr. Am. Geoph. Union, v. 34, 1953.
- Kuno H.* Study of orthopyroxones from volcanic rocks.— Amer. Miner., 1954, v. 39, N 1—2.
- Kuno H.* Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.—Bull. Volcanolog., ser. 11, 1959, t. XX.
- Kuno H.* High-alumina basalt.— Jour, petrol., 1960, N 1.

- Kennedy W. G.* Trends of differentiation in basaltic magmas.— Amer. Jour. Sci., 1933, v. 25.
- Kozu S., Washington N.* Argit from Stromboli.— Amer. Jour. of Sc. (4) 45. 1918.
- Kushiro I., Kuno H.* Origin of primary basalt magmas.— Jour. Petrol., 1963.
- Lacroix A.* Les enclaves des roches volcaniques. Macon, 1893.
- Lacroix A.* Sur deux nouveaux groupes d'enclaves des roches eruptives.— Bull. Soc. Franc. Mineral», 1901, No 9.
- Leyden F.* Von Stsukuppen und verwandte Sildungen. Ein Beitrag sur vulcanologishen sistematik auf genetisher Grundlage.—Zs. Vulcan., 1936, Bd. 16, H. 4.
- Macdonald Q. A.* The 1840 eruption and crystal differentiation in the Kilauean magma Column.— Amer. Sci., 242, 1944.
- Macdonald Q. A.* Hawaian petrographic province.— Bull. Geol. Sc. Amer., 1948.
- Macdonald Q. A., Raton J.* Hawaiian voleanoes during 1954.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1061-B., 1957.
- Mercalli I.* Vulcani attivi della Terre. Milano, 1907.
- Nukak H.* Atrial for the rapid determination of volcanic rocks.— Sci., Hiroshima Univ., 1957, C 2, No 1.
- Peacock M. A.* Classification of igneous rocks series.— Journ. Geol., 1931, v. 399.
- Ponte G.* Mecanismo delle erusioni Etne.— Zeitsch., f. vulcan., 1914, Bd. 1, Rittmann A. Vulcane und the Tatigkeit. Stuttgart, 1936.
- Rittmann A.* Magmatic character of igneous rocks.— The Egypt. Journ. of Geol., 1957, t. 1, No 1.
- Rittmann A.* Determination of serial Index of volcanic rocks.— Bull. Volcan., ser. 11, t. XIX. Napoli, 1958.
- Simpson E. S. W.* On the graphical representation of differentiation frends in igneous rocks.— Geol. Mag., 91, 1954.
- Steiner A.* Petrogenetic implications off the 1954 Ngaurachoe (New Zealand) lava and its xenolits, New Zesland.— Journ. Geol. Geoph., 1958, v. 1.
- Tanakadate H.* Two Types of Volcanic Dome in Japan. Forth Pacific Science congress Batavia — Bandoenge (Java). 1929, vol. 11 B.
- Tilley C. E.* Some aspects of magmatic evolution.— Quart. Journ. Geol. Soc. London, 106, 1950.
- Troger W.* Spesiele petrographie der Eruptvgesteine. Berlin, 1935.
- Wager L. R., Deer W. A.* Petrology of the Scaergaard intrusion Medd. Gronland, 106, 1922.
- Wager L. R., Brown G. M., Wansworth W. I.* Types of igneoue cumulates.— Journ. Petrol., 1960, 1.
- Washington H. S.* Decan traps and other plateau basalts.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1922.
- Washington H. S., Merwin H. E.* Bemerkungen uber den Augit vom Vesuv und Etna.—Aner. Journ. of Sc. (S), 1921.
- Wentworth C. K., Winchell H.* Koolan basalt Series, Oahu, Hawaii.— Bull. Geol. Soc. Am. 58, 1947.
- Wilson G. T.* Origin of the Earth' crast. Hature, 170, No 5, 1957.
- Williams H.* Volcanology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, v. 50.
- Williams H.* The history and character of volcanic domes. - Univ. Calif. Publi. Depp. Geol. Sc, Berkley, 1932, v. 21, N 5.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	3
Геологическое строение фундамента Удинских вулканов	8
Стратиграфия	8
Тектоника	25
Геоморфология юго-восточной окраины Ключевского дола	35
Вулканогенный рельеф	35
Ледниковый рельеф	39
Пролувиальный и вулканогенно-пролувиальный рельеф	43
Геологическое строение Удинских вулканов	45
Вулкан Большая Удина	45
Вулкан Малая Удина	59
Петрография лав Удинских вулканов	69
Петрография лав вулкана Большая Удина	69
Петрография лав вулкана Малая Удина	80
Гомеогенные включения	92
Некоторые особенности породообразующих минералов	98
Парагенетические типы Удинских лав и последовательность кристаллизации породообразующих минералов	128
Петро- и геохимические особенности и эволюция лав Удинских вулканов	136
Петрохимические особенности	136
Сопоставление некоторых петрохимических свойств лав Удинских и других вулканов Ключевской группы	148
Эволюция лав Удинских вулканов	153
Геохимические особенности	155
Некоторые петрогенетические выводы	159
История формирования и характер деятельности Удинских вулканов	165
Большая Удина	165
Малая Удина	167
Сопоставление деятельности вулканов Большая и Малая Удина	169
Экструзивные купола Ключевского дола	172

Некоторые особенности вулканизма юго-восточной части Ключевского дола . . . . .	189
Основные этапы вулканизма на Ключевском долу . . . . .	189
Сопоставление вулканизма юго-восточной и северной частей Ключевского дола . . . . .	191
О месте андезитов в истории Ключевского дола . . . . .	192
Заключение . . . . .	197
Литература . . . . .	200

*Клара Михайловна Тимербаева*

**Петрология Ключевских вулканов  
на Камчатке**

*Утверждено к печати Институтом вулканологии  
Сибирского отделения АН СССР*

Ведущий редактор *К. И. Рудич*  
Технический редактор *Т. И. Анурова*

Сдано в набор 22/V 1967. Подписано к печати 30/VIII 1967 г. Формат 60X90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага № 1. Усл. печ. л. 13,25. Уч.-изд. л. 13,3. Тираж 1000 экз. Т-10676.  
Тип. зак. 6750

*Цена 84 коп.*

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

84 коп.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»