

В. А. ЕРМАКОВ

ФОРМАЦИОННОЕ
РАСЧЛЕНЕНИЕ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ПОРОД

В.А.ЕРМАКОВ

ФОРМАЦИОННОЕ
РАСЧЛЕНЕНИЕ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ПОРОД

2234



МОСКВА «НЕДРА» 1977



Ермаков В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М., «Недра», 1977. 223 с.

В книге приводится систематическое описание вулканов Ключевской группы (на Камчатке): их геологическое строение, петрология и эволюция, а также геолого-петрографические схемы района в целом и отдельных вулканов. На тектонической основе проведено расчленение пород на две формации: базальт-андезито-базальтовую и базальт-андезито-дацитовую, которые отличаются по вещественному составу пород, набору включений, тектоническим условиям проявления и связи с различными зонами генерации магмы. С использованием сейсмологических данных и ГСЗ показано, что источники магмы пород первой формации располагаются в верхней мантии, а второй формации — в земной коре. Предложена единая схема тектоно-магматического процесса, в котором извержения базальтов связываются с растяжениями и оживлением глубинного разлома, а чередующиеся с ними извержения пород среднего состава — с эпохами сжатия, вертикальными движениями и палингенезом в земной коре.

Книга рассчитана на вулканологов, геологов, изучающих проблемы связи тектоники с вулканизмом и петрологии вулканических пород.

Табл. 47, ил. 57, список лит. — 154 назв.

В предлагаемой монографии обобщены результаты исследований, выполненных автором в течение десяти лет с небольшими перерывами (с 1962 по 1972 г.) на территории Ключевской группы вулканов на Камчатке. Эти исследования наряду с некоторыми ранее опубликованными материалами послужили основой для составления геолого-петрографической схемы района. Изучение закономерностей пространственного размещения вулканогенных образований и выводы об эволюции вулканической деятельности в свою очередь явились необходимой предпосылкой для рассмотрения петрогенезиса Ключевской группы вулканов. При этом весьма эффективным оказался метод формационного анализа магматических образований, разработанный Ю. А. Кузнецовым [62]. Применение этого метода позволило достаточно объективно расчленить молодые четвертичные вулканические образования, пространственно тесно взаимосвязанные (и потому обычно рассматриваемые как проявления единой известково-щелочной, или андезитовой, формации), на две формации: базальт-андезито-базальтовую и базальт-андезито-дацитовую. Генезис выделенных формаций рассматривается в связи с результатами сейсмических исследований и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) территории, а также с использованием результатов опробования включений в вулканических породах той и другой формаций. В итоге были получены выводы о разноглубинном происхождении пород обеих формаций, в частности, вывод о связи базальт-андезит-дацитовой формации с палингенезом.

Большое влияние на представления автора оказали взгляды коллег по работе: О. Н. Волюнца и А. В. Колоскова и те дискуссии с ними, которые неизбежно возникали за время длительной совместной работы. Отдельные районы Ключевской группы вулканов были изучены совместно с Э. Н. Эрлихом в 1963 г. и А. А. Важеевской в 1966 г. В изучении вулкана Камень, вероятно, наиболее труднодоступного на Камчатке, автору большую помощь оказали камчатские альпинисты (С. М. Трубицын, В. С. Сергеев и др.).

Автор благодарит лаборантов Института вулканологии ДВНЦ АН СССР Н. Р. Гусакову, К. З. Гребзды, Т. В. Корчагину, Т. Е. Руденко, выполнявших аналитические и оформительские работы, а также предварительную обработку некоторых материалов для монографии. Автор также признателен В. И. Влодавцу, Е. Е. Милановскому, А. Е. Святловскому, просмотревшим большую часть работы и сделавшим ряд ценных рекомендаций по ее содержанию, и особенно — К. Н. Рудичу, в большой мере способствовавшему созданию этой работы.

В тексте монографии применяются петрографические термины, введенные Б. И. Пийпом [90], такие, как мегаплагиофировые и мезоплагиофировые лавы. Поскольку эти термины не имеют широкой известности среди петрографов, необходимо оговорить их содержание.

Мегаплагиофировыми Б. И. Пийп назвал лавы, содержащие крупные выделения фенокристаллов плагиоклаза (0,5—3 см). Он выделяет две разновидности этих лав: гигантоплагиофировые лавы с размером фенокристаллов 2—3 см, и мезоплагиофировые с размером выделений плагиоклаза 0,5—1 см. Породы (базальты) с более мелкими выделениями плагиоклаза во вкрапленниках Б. И. Пийп отнес к микроплагиофировым. Термин «микроплагиофировые базальты» является синонимом термина «плагиобазальты», введенного А. Н. Заварцким [45].

Названия основных вулканов приведены по рисунку Б. И. Пийпа. Он также ввел название «Ключевской дол» или «дол Ключевского вулкана», обозначающее пространство, занятое обычно альпийскими лугами на склонах вулкана выше зоны лесов (до леса). Соответственно можно говорить: Плоский дол, Удинский дол и т. п. Употребление этого термина применительно ко всей площади нагорья Ключевской группы вулканов (ниже заснеженных конусов) неправильно (см., например [106, 109]).

В справочной литературе употребляется название «вулкан Ключевская сопка», в то время как в профессиональной — чаще или Ключевская сопка или Ключевской вулкан. Это связано с отсутствием строгого определения термина «вулкан». Автор пользуется названиями Ключевской вулкан и Ключевская сопка как синонимами. То же — и в отношении других вулканов.

Группу экструзий к югу от вулкана Безымянного, перегораживающую стыкующиеся долины рек Ключ Тудровый и Студеная, часто неправильно называют «Плотинá» (с ударением на последнем слоге вместо Плотина). Последнее название дал ей С. А. Конради в 1909 г. в связи с ее указанным положением. В последующих работах название Плотина закрепилось за группой экструзий, расположенных к югу от перевала, экструзия же к северу от него получила название Седло [15] за ее действительное сходство с гигантским седлом. Однако эта же экструзия, вернее ее часть, в дальнейшем была названа куполом Ступенчатый, а «лука» гигантского седла — куполом Правильный [24]. Применяемые в монографии названия приведены в главе III (§ 5). Кстати, заметим также, что в работе Б. И. Пийпа [90] ручей Ключ Туидровый назывался р. Сухая Хапица, в то время как теперь Сухой Хапицей называется речка, стекающая с перевала между вулканами Безымянным и Камень. Это надо иметь в виду при привязке приводимых Б. И. Пийпом обнажений.

Предлагаемая в книге схема геологического строения Ключевского вулкана с перечнем побочных кратеров составлена на более точной, чем это было ранее, топооснове. Названия побочных кратеров в других районах Ключевской группы вулканов приводятся по В. И. Влодавцу [15], названия ледников — по В. Н. Виноградову [14].

В данной работе лишь упоминаются или излагаются кратко данные по морфогенезису вулканов, вулканотектонике, реконструкции вулканических центров и типов вулканической деятельности, поскольку эти материалы рассматривались ранее [29, 32, 33]. Здесь приводятся также только общие характеристики исторических извержений (т. е. извержений, наблюдавшихся и описанных человеком приблизительно с начала XVIII века), не рассматриваются вопросы феноменологии вулканической деятельности, так как этот обширный материал изложен в отдельных монографиях [90, 24 и др.].

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ, ПРИНЯТЫХ В КНИГЕ
НА РИСУНКАХ И В ТАБЛИЦАХ

Минералы

Ab — альбит	Krst — кристобалит, тридимит
An — анортит	Mt — магнетит или титано- магнетит
Amf — амфибол	Ne — нефелин
Ap — апатит	Ol — оливин
Bi — биотит	Orx — ортопироксен
Clpx — клинопироксен	Pl — плагиоклаз
En — энстатит	Px — пироксен
Fa — фаялит	Qw — кварц
Fo — форстерит	Sp — шпинель
Fs — ферросилит	Uls — ульвошпинель
Ga — гранат	Wo — волластонит
Gl — стекло	

Другие обозначения

alkal — сумма $Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$	η — вязкость
E — коэффициент эксплозивности, % (содержание пирокластического материала в разрезе)	V_p — скорость продольных волн в однородных средах
S — площадь	V — средняя скорость продольных волн в градиентной зоне (на разрезах ГСЗ)
V — объем пород	

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ И ПРОИСХОЖДЕНИИ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

Исследование Ключевской группы вулканов, общий вид которой приведен на рис. 1, ведется уже около 200 лет. Сейчас вероятно, это наиболее изученный вулканический район Камчатки. К настоящему времени опубликовано более 300 работ с описанием тех или иных явлений в Ключевской группе вулканов; ряд монографий посвящен описанию отдельных вулканов или рассмотрению общих особенностей строения вулканов. Таковы работы К. И. Богдановича [145], А. Н. Заварицкого [46], В. И. Влодавца [15], С. И. Набоко [83, 84], Б. И. Пийпа [90], Г. С. Горшкова и Г. Е. Богоявленской [24], А. Н. Сирина [109], К. М. Тимербаевой [118], И. И. Гущенко [26], Э. Н. Эрлиха [89] и др. В каждой из этих работ сравнительно детально рассматриваются вопросы изученности территории и состояния различных проблем. Нет возможности хотя бы вкратце охарактеризовать все эти работы, поэтому ниже будут рассмотрены лишь эволюция общих представлений и основные результаты исследований.

К. И. Богданович считал, что Ключевская группа вулканов расположена в пределах кальдеры гигантского моногенного вулкана, открытой на юго-восток. По его мнению, с региональной тектоникой было связано образование этого моногенного вулкана, а с вторичным пробуждением очага и обрушением его кровли — образование Ключевской группы вулканов. К. И. Богданович также считал, что вулканы располагаются на трещинах в кровле периферических очагов, независимо от линий тектонических нарушений.

А. Н. Заварицкий [46] впервые систематизировал имевшиеся в то время материалы по строению вулканов Ключевской группы, данные о петрографическом и химическом составе их продуктов, а также привел соображения по поводу взаимосвязи вулканизма с тектоникой. Он наметил основной разлом Северной группы вулканов (куда входит Ключевская группа) вдоль направления СВ 35°. Этот разлом соединяет действующие вулканы Шивелуч, Ключевской, Плоский Толбачик. Расположение отдельных вулканов внутри группы А. Н. Заварицкий связывал с поперечными разломами, пересекающимися с основным направлением. В противоположность представлению К. И. Богда-

новича, А. Н. Заварицкий предполагал, что размещение вулканов контролируется региональными разломами. Он отрицал связь вулканов Ключевской группы с общим магматическим источником.

Все последующие исследователи так или иначе рассматривали эту альтернативу. В. И. Влодавец [15], а позднее Г. С. Горшков [21, 23] развивали представления А. Н. Заварицкого о



Рис. 1. Общий вид Ключевской группы вулканов с северо-востока (от с. Камаки). Рис. Б. И. Пийпа [90].

Вулканы: 1 — Ближний Плоский; 2 — Дальний Плоский; 3 — Средний; 4 — Ключевской; 5 — Камень; 6 — Безмяный; 7 — Острый Толбачик; 8 — Плоский Толбачик; 9 — группа Зиминых сопков; 10 — Малая Удина; 11 — Большая Удина

самостоятельности областей питания магмой отдельных вулканов. В работе В. И. Влодавца сравнительно детально описываются отдельные вулканы Ключевской группы и впервые приводится схема вулканов с подробным перечнем шлаковых конусов. Он существенно дополнил номенклатуру петрографических типов пород вулканов Ключевской группы, данную А. Н. Заварицким. В. И. Влодавец разграничивает региональные тектонические и вулканотектонические разломы, относя к последним лишь радиальные и кольцевые разломы на склонах вулканического нагорья, образовавшиеся, по его мнению, в результате воздействия энергии самой магмы. В. И. Влодавец впервые сделал попытку геолого-петрографического районирования пород Ключевской группы вулканов, выделив меридиональный ряд экстрезий средне-кислого состава в полосе от вулкана Малая Удина до вулкана Безмяного. Он подчеркивает связь этих пород с крупным тектоническим нарушением.

Новый материал и геологический очерк Ключевской группы вулканов через 16 лет после публикации работы В. И. Влодавца приводит Б. И. Пийп [90], сформулировавший новые представления об эволюции вулканической деятельности, тектонике и петрогенезисе этой группы вулканов. Б. И. Пийп пришел к

выводу, что Ключевская группа вулканов располагается на разломах сбросового типа в кровле крутосклонной магматической колонны, уходящей корнями в мантию, однако он не исключал развития периферических очагов в неглубоких горизонтах коры. Так, анализируя расположение и состав побочных кратеров на склоне Ключевского вулкана, он предположил, что на глубине 5—7 км под вулканом находится периферический очаг, имеющий форму плоской линзы.

Б. И. Пийп использует в своих представлениях основное положение К. И. Богдановича о том, что вулканизм сопровождается обрушением. Оба эти исследователя считали, что тектонические уступы Восточно-Камчатского и Срединного хребтов, окружающие вулканы Ключевской группы, являются фрагментами гигантской кальдеры обрушения, развивающейся синхронно с вулканизмом. Образование всей совокупности пород этих вулканов Б. И. Пийп связывает с дифференциацией единой исходной магмы.

Петрологические проблемы рассмотрены Э. Н. Эрлихом [89] на основе обобщения большого количества химических анализов пород Курило-Камчатской вулканической провинции. Он сделал вывод о ведущей роли дифференциации единой исходной магмы в образовании совокупности пород вулканов Ключевской группы. Однако в вопросе о составе этой исходной магмы не существует единого мнения. Б. И. Пийп [90] считал, что исходная магма соответствует по составу широко развитым в Ключевской группе вулканов мегаплагиофировым базальтам, в то время как Э. Н. Эрлих относит ее к высокоглиноземистому толеитовому базальту (аналогу плагиобазальтов), а мегаплагиофировые базальты принимает за ее производные. Аналогичное мнение было высказано автором [34, 36].

Критика представлений Б. И. Пийпа о тектонике Ключевского вулканического района была дана А. Е. Святловским [106], который показал, что нет оснований говорить об общем опускании Ключевской группы вулканов, синхронном с вулканизмом. Он приходит к выводу о дифференцированном характере тектонических движений в центральной части вулканического нагорья и на его периферии; по мнению этого автора, вулканы приурочены к сводовому поднятию, окруженному по периферии впадинами, при этом сводовое поднятие развивается синхронно с вулканизмом. Вулканы располагаются на трещинах растяжения в осевой части и на крыльях поднятия.

А. Е. Святловский также предположил, что вулканизм сопряжен с тектоническими движениями по сейсмоактивным разломам, расположенным в стороне от вулканов и ограничивающим площадь вулканической активности. В качестве примера приводится разлом хребта Кумроч. Но, в отличие от Б. И. Пийпа, А. Е. Святловский считает этот разлом древним, возрожденным в четвертичное время в связи с заложением Ключевской

группы вулканов. В соответствии с этим вулканизм он связывает с оживлением движений по тектоническим разрывам, окаймляющим грабен Центральной Камчатской деперссии. Отмечая, что трещины растяжения являются характерными вулканотектоническими структурами, А. Е. Святловский указывает на необходимость отличать их от тектонических сбросов, по которым происходят вертикальные смещения.

Аналогичного взгляда на роль тектоники в локализации вулканизма придерживается Г. С. Горшков [23]. Определив методом экранирования поперечных сейсмических волн залегание магматического очага Ключевского вулкана на глубине 50—70 км [21], он полагает, что сам этот очаг мог возникнуть в результате крупных тектонических нарушений, вызвавших местное понижение давления или повышение температуры на границе коры с мантией Земли. Отрицая существование периферических очагов в земной коре, Г. С. Горшков все индивидуальные явления в строении вулканических конусов, а также все разнообразие вулканотектонических структур связывает с процессами дифференциации, происходящими в вулканическом канале.

Работы последующих лет посвящены описанию отдельных вулканов [24, 109, 118]. В этих работах господствуют представления, связывающие все разнообразие пород Ключевской группы вулканов с их образованием в процессе фракционной дифференциации единой исходной магмы, хотя о составе последней, как говорилось, и не существует единого мнения.

В качестве примера проявления фракционной дифференциации часто рассматривается одновременное образование серии пород при извержениях Ключевского вулкана (от базальтов до андезито-базальтов). Ряд установленных при этом закономерностей в изменении химического и минерального состава был впервые отмечен С. И. Набоко [82, 83]. Роль иных процессов в петрогенезисе, в частности процесса ассимиляции, допускается некоторыми исследователями лишь при образовании наиболее кислых разновидностей пород: андезито-дацитов и дацитов [90, 118]. В связи с этим широкое развитие получили представления о цикличности вулканической деятельности, основанные на изложенных выше соображениях о решающей роли эволюции единой магмы в образовании пород.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Вопросы структурной приуроченности Ключевской группы вулканов обсуждались в литературе неоднократно. Г. М. Власов и А. Е. Святловский рассматривали Ключевскую группу вулканов как часть системы из двух наложенных вулканических поясов Камчатки: Срединного и Восточного [18].

Более поздние концепции акцентируют внимание на связи вулканических зон Камчатки со структурами типа грабенов или грабен-синклиналей [139, 108]. В частности, выделяется грабен-синклиналь Центральной Камчатской депрессии, становление которой связывается с образованием Козыревско-Быстринской тектонической зоны в Срединном хребте [142].

В недавней работе с участием автора грабены, контролирующие вулканизм Камчатки, рассматриваются как рифты, образовавшиеся в связи с раздвиганием или односторонним смещением к востоку блоков кристаллического цоколя геосинклинали. При этом выделяется система широтных или субширотных зон разломов, контролирующих указанное смещение блоков фундамента [80, 44].

Крупнейшая на Камчатке Толбачинско-Адриановская зона разломов разделяет структуру Центральной Камчатской депрессии на две части, оказывая существенное влияние на развитие Ключевской группы вулканов и высокую интенсивность вулканизма в ней. Последняя, по-видимому, связана с высокой интенсивностью движений (растяжения) блоков фундамента, расположенных к северу от названной зоны. Условия растяжения способствуют образованию разрывов в кристаллическом цоколе, что является предпосылкой для развития здесь дифференцированных вертикальных движений. Часть Центральной Камчатской депрессии, расположенная южнее Толбачинско-Адриановской зоны разломов, от вулкана Николка до истоков р. Камчатки, по конфигурации идентична форме трещин оперения или разрывов, образующихся при сдвиговых смещениях; вулканизм здесь проявился слабо.

На территории, непосредственно занятой Ключевской группой вулканов, выделяется ряд контрастных неотектонических структур (рис. 2). Некоторые из этих структур уже были описаны [32, 33], так что здесь они будут охарактеризованы по возможности кратко.

*Центральное поднятие (I) ** в разные эпохи выделяется с

* Цифры — обозначение структур на рис. 2.

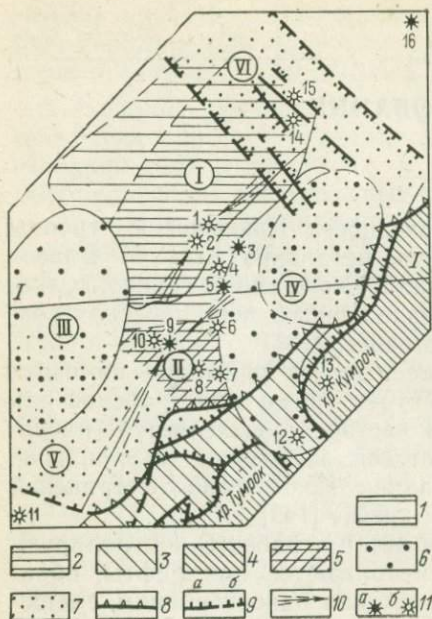


Рис. 2. Схема неотектонического районирования Ключевой группы вулканов.

1 и 2 — Центральное поднятие (I) соответственно в допозднеплейстоценовое время и в позднем плейстоцене; 3 и 4 — Восточно-Камчатский хребет соответственно в позднем плиоцене — раннем плейстоцене и в четвертичное время; 5 — Хапиченский блок (II); 6 — межгорные впадины (III — Козырская; IV — Хапиченская); 7 — вулканотектонические депрессии (V — Толбачинская, VI — Ключевой грабен) и площади позднечетвертичной (голоценовой) аккумуляции; 8 — захороненные разломы (магнитная ступень); 9 — разломы (а — выраженные в рельефе; б — предполагаемые); 10 — зоны регионального вулканизма; 11 — вулканы (а — действующие, б — потухшие). Белое поле — неохарактеризованные участки

Вулканы: 1 — Ближний Плоский; 2 — Дальний Плоский; 3 — Ключевской; 4 — Камень; 5 — Безымянный; 6 — группа Зиминных сопков; 7 — Малая Удина; 8 — Большая Удина; 9 — Плоский Толбачик; 10 — Острый Толбачик; 11 — Николая; 12 — Успенский; 13 — Шиш; 14 — Заречный; 15 — Харчинский; 16 — Шивелуч

различной степенью достоверности. Его контуры до позднеплейстоценового времени (площадь около 2500 км²) предположительно намечаются по гравиметрическим данным; на схеме локальных аномалий Δg ему соответствует четкий максимум. Это поднятие наследует более древние аналогичные структуры. Данные ГСЗ, гравиметрической съемки и находки включений в вулканитах (см. главу IV) указывают на высокое положение в пределах этого поднятия вулканогенных пород существенно базальтового состава (рис. 3), характерных для верхнемеловой спилито-диабазовой геосинклинальной формации [87].

Поднятие позднеплейстоценового — голоценового времени имеет меньшую площадь (1800 км²) и сравнительно четкое северо-восточное простираие. С юга оно ограничено взбросовыми уступами долины р. Студеной, с юго-востока (востока) — тектоническими уступами долин ледников Богдановича и Эрмана, с запада его граница проходит по северо-западному склону Плоских сопков. Северо-восточная часть поднятия фиксируется по выпадению нескольких уровней террас в районе подножия Ключевского вулкана, отмеченному еще В. И. Владовцем [15]. Разломы на склоне Ключевского вулкана хорошо выражены в магнитном поле (рис. 4). Амплитуда поднятия за поздний плейстоцен — голоцен для центральных участков восточного взброса, установленная нами по смещению кровли мегаплагиофировых лав древнего вулкана Плоский, составляет

500—700 м [142], в то время как поднятие по взбросу южного ограничения в районе р. Студеной не превышает 200 м. Высота залегания фундамента в Центральном поднятии предположительно оценивается в 500—1000 м над уровнем моря.

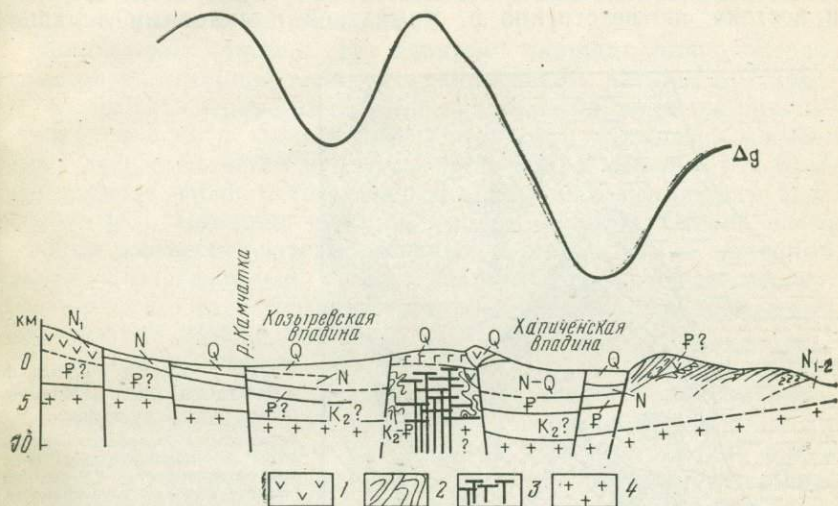


Рис. 3. Разрез через Ключевскую группу вулканов по линии I—I и график аномалии силы тяжести Δg (к рис. 2).

1 — андезиты и породы порфировой формации; 2 — дислоцированные осадочные отложения; 3 — базальты и породы спилит-диабазовой формации; 4 — кристаллический фундамент. Впадины выполнены преимущественно осадочными породами. Глубины стратиграфических границ и поверхности фундамента даны по результатам ГСЗ

Таким образом, Центральное поднятие развивается в течение всего четвертичного времени, постепенно сокращаясь в размерах и приобретая более четкую северо-восточную ориентировку.

Хапиченский блок (II) в фундаменте Ключевской группы вулканов выделен Б. И. Пийпом [90] на основании предположения о высоком залегании здесь домезозойских и мезозойских древних пород северо-западного простирания. Влияние этого блока Б. И. Пийп видел в соответствующем простирании молодых дизъюнктивных структур и сравнительной стабильности рассматриваемого района. Однако, как было показано выше, высокое положение древних ($K_2?$) пород, по-видимому, характеризует Центральное поднятие, в Хапиченском же блоке (к югу от р. Студеной) древние породы, наоборот, погружаются под вышележащие отложения. Положительные гравитационный и магнитный максимумы, служащие аргументом в пользу выделяемого выше Центрального поднятия, частично захватывают также и площадь Хапиченского блока. По сути дела, Хапиченский

блок является южной частью Центрального поднятия, вероятно, обособившейся в среднем или позднем плейстоцене.

Козыревская впадина (III) расположена юго-западнее Ключевской группы вулканов и занимает площадь, ограниченную пос. Козыревск на севере, пос. Макарка — на юге, а с запада и востока соответственно р. Камчаткой и склонами вулканов

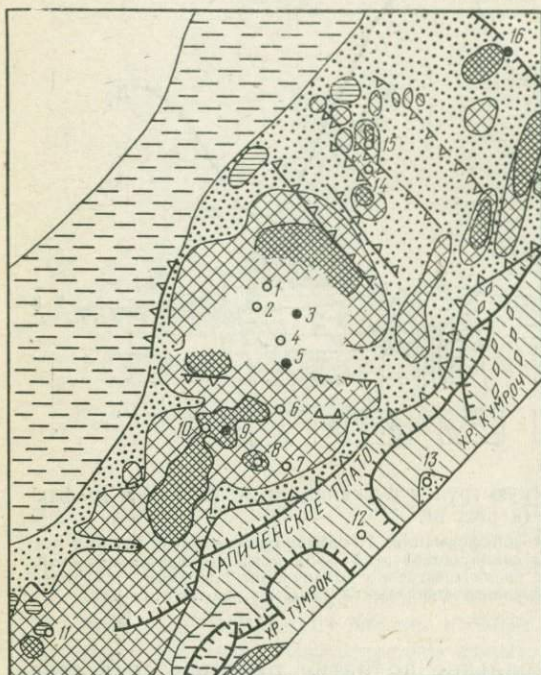
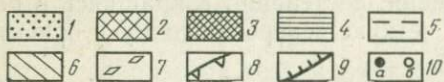


Рис. 4. Схема аномалий магнитного поля Ключевской группы вулканов:

Аномалии: 1 — слаболожительные; 2 — положительные средней интенсивности; 3 — положительные высокой интенсивности; 4 — относительные отрицательные; 5 — отрицательные; 6 — знакопеременное магнитное поле; 7 — оси положительных линейных аномалий; 8 — магнитная ступень (предполагаемые разломы); 9 — прослеженные региональные разломы со значительной амплитудой смещения; 10 — вулканы (а — действующие, б — потухшие), названия см. рис. 2. Белое поле — нехарактеризованные участки



Плоский Толбачик и Дальний Плоский. Таким образом, в плане впадина имеет форму овала, вытянутого в меридиональном направлении, с длиной осей 53 и 28—30 км. Площадь впадины около 1150 км².

В гравитационном и магнитном полях осевой части впадины соответствуют резко выраженные минимумы Δg и ΔT (см. рис. 3, 4). По данным ГСЗ и гравиметрии, во впадине выделяется ряд слоев с последовательно уменьшающейся граничной скоростью сейсмических волн снизу вверх по разрезу до глубины 8—10 км (до поверхности кристаллического фундамента) [19]. Эти слои отождествляются с породами геосинклинального

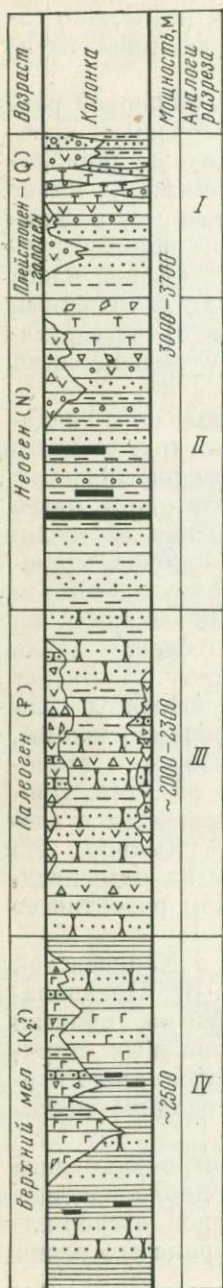
разреза от верхнего мела до четвертичного периода включительно (см. рис. 3). Магнитный минимум, по-видимому, указывает на отсутствие здесь магнито-активных четвертичных лавовых образований заметной мощности [98]. Вероятно, можно говорить о длительном унаследованном развитии впадины, начиная, по крайней мере, с палеогена.

Хапиченская впадина (IV) занимает площадь обширной равнины, расположенной между вулканическим нагорьем и хребтом Кумроч. Северное замыкание впадины, проходящее приблизительно в десяти километрах к югу от р. Камчатки, имеет форму дуги с большим радиусом кривизны. К северу от р. Камчатки, уже в среднем течении р. Кабеку, выходят породы фундамента [87]. Площадь впадины около 1700 км². Осевой части впадины соответствуют интенсивный минимум Δg и линейный максимум ΔT , который, судя по наличию реликтов четвертичных платолав по периферии впадины, связан с подводящими каналами трещинных излияний.

Характер гравитационных ступеней, ограничивающих впадину с запада, севера и востока, свидетельствует о крутом падении погребенных разломов в ее центральной (северной) части и их выполаживании к югу. Наблюдения ГСЗ подтвердили ранее высказанное предположение о ступенчатом строении восточного борта впадины [32]. Кровля палеогеновых (?) пород в прибортовой части впадины погружена на глубину 3—4 км. В хребте Кумроч эти породы подняты в настоящее время на высоту 1100—1700 м. Суммарная амплитуда смещения вдоль границы Хапиченской впадины и хребта Кумроч достигает 5 км. Часть разломов, непосредственно ограничивающих Хапиченскую впадину, может быть отнесена к сбросам, разломы, по которым происходит воздымание хребта Кумроч, — к взбросам [115]. По взбросам поднято лежащее крыло разлома. Простиранние и падение сместителей (ступеней) согласуется с элементами залегания палеогеновых пород хребта Кумроч. Из этого можно сделать вывод о развитии впадины на базе предшествующей крутой флексуры и о унаследованном развитии ее в течение кайнозоя.

Глубины залегания пород разного возраста в Хапиченской впадине согласуются с данными ГСЗ (см. рис. 3). Предполагаемый разрез отложений этой впадины составлен по аналогии с соответствующими разрезами глубоко эродированных структур зон обрамления (рис. 5). Имеются структурно-геологические предпосылки для поисков в Хапиченской впадине месторождений термальных вод, нефти и газа [30, 87].

Ключевской грабен (6) занимает площадь северо-восточного склона Ключевского вулкана и юго-западного подножия вулкана Шивелуч; осевая часть грабена занята крупной озерно-аллювиальной депрессией долины р. Камчатки. Ширина его около 35 км.



Серия параллельных сбросов, ограничивающих грабен, проходит по склону Ключевского вулкана на высотах 600 и 200—300 м, прослеживается к юго-востоку в пределы Хапиченской впадины. На склоне Ключевского вулкана сбросы выражены уступами в продольном профиле сухих рек; на высоте 600 м наблюдается выпадение низких террас. На высоте 200—300 м сброс фиксирует вершины конусов выноса сухих рек. И. И. Гущенко [26] показал, что в районе р. Камчатки (подножие вулкана Шивелуч) морены позднеплейстоценового оледенения по сравнению с первоначальным их уровнем опущены на 200 м.

Сбросы, более древние, чем позднеплейстоценовые, фиксируются приблизительно на тех же уровнях, что и современные, четкими разрывами в магнитном поле (см. рис. 4).

Толбачинская депрессия (V) была выделена Э. Н. Эрлихом и автором во время совместных полевых работ лесом 1963 г. [142]. Она расположена между Толбачинской и Удинской сопками на северо-востоке и вулканом Николка (Кинчокла) на юго-западе и занимает площадь около 2000 км². С юго-востока депрессия ограничена высокими уступами Хапиченского дола, с запада — открыта. Возможно, ее

Рис. 5. Предполагаемый разрез отложений Хапиченской впадины.

Местоположение изученных аналогов разреза и характеристика отложений: I — верхнее и нижнее течения р. Большой Хапицы (конгломераты, конгломерато-брекчии, агломератовые туфы, лавы андезито-базальта, переслаивающиеся с песками и глинами); II — Шапичинская впадина, по А. Е. Шанцеру и др.; шапичинская и бурковская свиты, тумрокский комплекс (переслаивание конгломератов, туфогенных песчаников, туфитов, алевролитов, псефитовых и агломератовых туфов; в средней части — прослой бурых углей; в верхней части преобладают вулканиты — базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, их туфы); III — хребет Кумроч в районе вулкана Шиш и р. Юртишкина, по данным Н. А. Храмова и др. (флишондное переслаивание песчаников и аргиллитов; прослой агломератовых и псефитовых туфов, кремней; на флангах впадины — существенное обогащение разреза лавами и туфами порфириновой формации); IV — южная и северо-восточная части Среднего хребта [18] (чередование аспидных сланцев, кремнистых алевролитов, песчаников, содержащих карбонатные конкреции; базальты и туфы спилит-диабазовой формации)

ограничивают здесь высокие террасы (до 70 м) р. Камчатки у с Макарка, однако также вероятно, что они являются границей вышеописанной Козыревской впадины. Хорошо выраженные тектонические уступы протягиваются от вулкана Малая Удина до Асхачного увала; высота их соответственно увеличивается от нескольких десятков метров до 500—700 м, свидетельствуя о шарнирном соединении депрессии и Хапиченского блока. На всем протяжении уступы имеют ступенчатый профиль, обращенный к центру депрессии. Разлом, ограничивающий депрессию, наследует древний тектонический уступ, который хорошо прослеживается по магнитной ступени через Хапиченское плато до устья р. Горно-Тополовой, а также к югу, через Асхачный узел, и является региональным.

Э. Н. Эрлих [140] приписывает Толбачинской депрессии черты крупной суперкальдеры, происхождение которой связано с вулканизмом в ее пределах. При этом он полагает, что лавовые плато на периферии депрессии (Асхачного увала, Хапиченского дола, дола Бараньих скал и др.) являются одновозрастными реликтами подножий огромного шитового вулкана, захороненного в центральной части структуры.

2234
Данные аэромагнитной съемки указывают на существование в районе среднего течения р. Толбачика в момент формирования описываемой структуры по крайней мере двух крупных вулканов диаметром до 30 км. Кроме того, к этому времени уже сформировались крупные периферийные вулканы: Николка, правулканы Толбачик и Большая Удина. Суммарный объем этих образований ориентировочно оценивается в 600—650 км³, что сопоставимо с объемом Толбачинской депрессии (около 1200 км³). Это обстоятельство, вероятно, можно интерпретировать как свидетельство взаимной связи процессов региональной тектоники и вулканизма. По мнению автора, Толбачинская депрессия является сложным полигенным образованием, аналогичным скорее Ключевскому грабену, нежели типичным кальдерам.

*Зона Камчатского разлома**; имеющая значительное протяжение и резкое выражение в рельефе, в северной части на широте от р. Камчатки до вулкана Шивелуч состоит из двух крупных в общем параллельных взбросов (сбросов), один из которых выражен в рельефе на всем протяжении, а другой — большей частью захоронен и фиксируется только заметной магнитной ступенью. Захороненный же разлом проходит под древнечетвертичными базальтами Асхачного увала и далее вдоль ограничения Толбачинской депрессии, затем он поворачивает по направлению к р. Горно-Тополовой, идет по ее руслу.

* Камчатским разломом предлагается называть разлом Восточно-Камчатского хребта, служащий границей хребта и Центральной Камчатской депрессии.



поворачивая на широте р. Студеной к востоку и снова, меняя направление с субмеридионального на северо-восточное, проходит до истоков р. Ильчинец.

Образование захороненного разлома предположительно относится к позднему плиоцену, поскольку в районе Асхачного увала он перекрывается платобазальтами; в северных участках он, возможно, моложе. Характерной особенностью описываемого разлома является его непрерывность. По-видимому, обособление хребтов Кумроч и Тумрок из общей зоны раннего поднятия Восточно-Камчатского хребта произошло несколько позже.

Выраженный в рельефе разлом (собственно Камчатский разлом) отстоит от захороненного на 5—10 км, а на юге Ключевской группы вулканов — на 20 км к востоку. Величина видимого вертикального смещения по разлому изменяется от 450 до 1000—1300 м, при этом наибольшие амплитуды движений приурочены к участкам высокогорного рельефа (южные части хребтов Валагинского и Кумроч). Установленная бурением мощность рыхлых четвертичных отложений на юге Центральной Камчатской депрессии составляет 150—200 м.

Изучая историю тектонических движений вдоль Камчатского разлома на участке ограничения им хребта Кумроч, можно заметить последовательное возрастание интенсивности тектонических движений по разлому от начала плейстоцена к голоцену (табл. 1). Вдоль Камчатского разлома, по-видимому, происходили и небольшие горизонтальные подвижки, о чем свидетельствует строение речной сети в районе разлома. На участке разворота разлома (например, в верховьях р. Большой Хапицы) в месте новейших подвижек на прилегающей площади формируются эффектные веерообразные узлы «живых» трещин (рис. 6).

Природа Камчатского разлома довольно сложна, и он не может быть отнесен однозначно к сбросам или взбросам. Разрывы, непосредственно ограничивающие впадины типа Хапиченской, являются, по-видимому, сбросами, в то время как разрыв передового фаса Восточно-Камчатского хребта (в том числе хребта Кумроч) относится к взбросам. Угол наклона сместителя Камчатского разлома составляет 72—90°, при этом меньшие значения относятся к участкам периклинального замыкания впадин.

В генетической классификации разрывов формирование сбросов связывается с действием напряжений растяжения, а взбросов — с действием напряжений сжатия. Признаками процессов сжатия в районах Восточно-Камчатского хребта являются широко распространенные здесь надвиги (направленные к востоку), формирование которых сближено во времени с образованием Камчатского разлома. Отсюда следует, что формирование Хапиченской впадины связано по-видимому, с растяжениями, а хребта Кумроч — со сжатиями. Разрывы на границе

Новейшие тектонические движения вдоль Камчатского разлома на участке хребта Кумроч

Участки разлома	Время			
	N_{12}^3 (?)	Q_1-Q_2	Q_3	Q_4
От истоков р. Большой Хапицы до р. Тополовой	Поднятие хребта по предполагаемому захороненному разлому на 500 м. Погружение Хапиченской впадины	Поднятие хребта на 250 м	Поднятие хребта на 800 м	Поднятие хребта на 50—250 м со средней скоростью 0,5—2,5 см/год Современные движения и сейсмичность
От р. Тополовой до р. Арлыч		То же, примерно на 450 м	Суммарное смещение по разлому около 1200 м (вероятно, главным образом опускание смежной с разломом части Хапиченской впадины)	Контрастные движения не более чем на 40 м. Погружение Хапиченской впадины со средней скоростью около 2 см/год, компенсирующееся осадконакоплением
От р. Арлыч до вулкана Шивелуч		Поднятие хребта на 50—250 м		Поднятие хребта вместе с прилегающей узкой частью депрессии на 10 м. Опускание Ключевского грабена по разлому р. Кабеку на 200 м

хребта и Центральной Камчатской депрессии служат в этом случае границей полей с различным напряженным состоянием.

Данные ГСЗ свидетельствуют о существенно коровом заложении Камчатского разлома [19, 96]. Тот же вывод можно сделать и по сейсмологическим данным, показывающим связь орогенных структур Восточно-Камчатского хребта с существенно

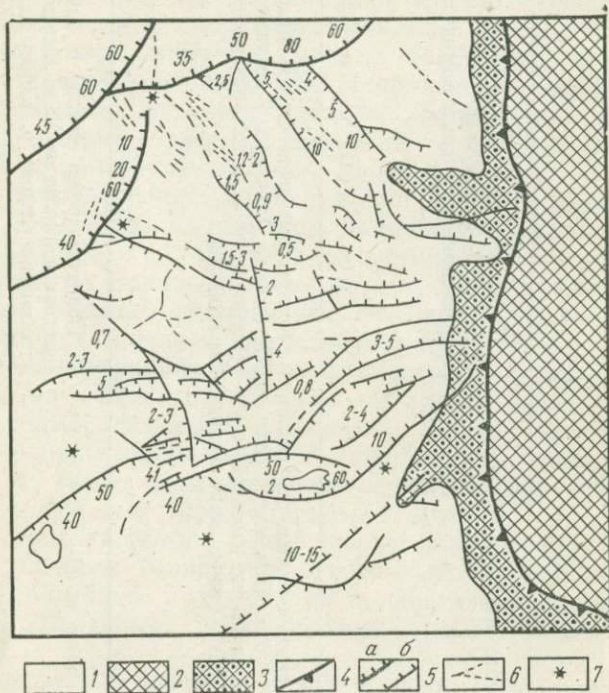


Рис. 6. Схема современной тектоники на участке Хапиченского плато вблизи границы с хребтом Кумороч.

1 — лавы плато (Q_{2-3}); 2 — породы хребта Кумороч; 3 — верхнеплиоцен-четвертичные отложения в бортах р. Большой Хапичи; 4 — разлом хребта Кумороч; 5 — разломы со значительной (а) и небольшой (б) амплитудой смещения (указана в метрах); 6 — цепочки рвов, канав, ям, отвечающие наиболее юным разломам; 7 — вулканы

коровыми землетрясениями [129]. Как отмечалось, сместитель разлома в районе хребта Кумороч падает под Центральную Камчатскую депрессию, т. е. источник напряжений сжатия логично отнести к полю коровых землетрясений с гипоцентрами около 20—25 км в недрах Хапиченской впадины. Имеются указания на преобладающую роль сжатий в очагах этих землетрясений (устное сообщение И. Г. Симбиревой).

Фиксацию растяжений, связанных с образованием Хапиченской впадины, на поверхности этой структуры и преобладаю-

щую роль сжатий в ее недрах, вероятно, можно объяснить наличием не только латеральной, но и вертикальной инверсии знака напряжений в геологических структурах и общим преобладанием напряжений сжатия в стороне от глубинного разлома.

Выделенные неотектонические структуры Ключевской группы вулканов представляют собой характерный комплекс структур, формирующихся в связи с вулканизмом и состоящих из центрального поднятия (с вулканами) и периферийных впадин, сформировавшихся одновременно с поднятием и вулканизмом. Основные неотектонические структуры являются унаследованными от структур предшествовавшей геосинклинали: Таким образом подтверждаются идеи, высказанные ранее А. Е. Святловским [106, 108]. Геофизические данные внесли в схему, предложенную А. Е. Святловским, некоторые коррективы. В основном это касается конфигурации Козыревской впадины и строения северо-западного борта Центральной Камчатской депрессии от пос. Козыревск до пос. Кресты, где, по-видимому; поверхность фундамента поднята до отметок, близких к нулю.

Однако нужно отметить, что имеется противоречие между изложенным здесь материалом и представлениями Н. П. Куприной [64], повторяющими в значительной мере ранние представления Б. И. Пийпа о медленном погружении всей площади Ключевской группы вулканов в четвертичное время. Показательно, что О. А. Брайцева и И. В. Мелекесцев [10], располагающие в общем теми же геоморфологическими данными, что и Н. П. Куприна, пришли к выводам, близким к нашим.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ

В Ключевскую группу вулканов входит 14 вулканов, в том числе три действующих (выделены курсивом): Ближний Плоский, Дальний Плоский, Средний, Камень, Малая Зими́на, Овальная Зими́на, Острая Зими́на, Острый Толбачик, Большая Удина, Малая Удина, *Ключевской*, *Безымянный*, *Плоский Толбачик*, Горный Зуб (см. прилож. 3).

Кроме вулкана Малая Зими́на, остальные вулканы выделялись ранее [90]. Название Малая Зими́на Б. И. Пийп присвоил массиву, имеющему вершину Горный Зуб, однако оно не прижилось в последующих работах [118, 9], и для этого массива принято название Горный Зуб. Надо иметь в виду, что положение вершины массива не соответствует захороненной вершине этого вулкана. Вулканом Малая Зими́на назван реконструированный центр на восточном склоне группы Зими́ных сопков.

Перечисленные вулканы не исчерпывают всего многообразия четвертичных вулканов Ключевской группы, так как многие из них захоронены и образуют пьедесталы более молодых сооружений, вместе с которыми они и рассматриваются. Кроме того, будут рассмотрены морфогенетические образования типа плато. Описание отдельных вулканов или других вулканических проявлений проводится по единому плану, но, ставя себе целью изучение геологического строения Ключевской группы вулканов, автор исключает из рассмотрения вопросы феноменологии вулканической деятельности активных вулканов (газовой деятельности, хронологии и типов извержений и т. п.).

§ 1. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА И ЕЕ ФАКТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ

Чрезвычайная бедность областей четвертичного вулканизма фаунистическими и флористическими остатками сильно затрудняет стратиграфическое расчленение вулканогенных толщ. Поэтому основным коррелятором здесь выступают ледниковый рельеф и ледниковые отложения и, следовательно, основным методом исследования в стратиграфии является геоморфологический метод. Палеомагнитный метод, широко применяемый в последнее время для расчленения плиоцен-четвертичных отложений, здесь может быть использован только для датирования наиболее древних отложений, относящихся к зоне последней

инверсии геомагнитного поля, поскольку практически весь четвертичный разрез попадает в зону, намагниченную единообразно*.

Геоморфологические наблюдения в пределах Ключевской группы вулканов проводили С. А. Конради и Н. Г. Келль [56], С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский [66], В. И. Влодавец [15], Б. И. Пийп [90]. Все авторы склонялись к выделению здесь двух оледенений: древнего и современного, отнесенных Б. И. Пийпом соответственно к среднечетвертичному и позднечетвертичному времени. Детальный разбор их работ приводит И. В. Мелекесцевым [78], который выделяет в этом районе два комплекса скульптурных и аккумулятивных ледниковых форм, относя их ко второй фазе позднеплейстоценового оледенения и голоценовой малой ледниковой эпохе.

Датирование морен малой ледниковой эпохи И. В. Мелекесцев производит на основании сопоставления всех морен с отложениями, залегающими в бассейне верхнего течения р. Сухой Хапицы. По нашим данным, эти отложения являются взрывными [35]. Сам И. В. Мелекесцев [79] в последней работе выделяет их как обвалы, т. е. он отказался от своих более ранних представлений [78].

С общегеологических позиций стратификация вулканогенных образований Ключевской группы, предложенная И. В. Мелекесцевым [78], вызывает много сомнений и, вероятно, поэтому все исследователи Ключевской группы вулканов [109, 26, 118, 9] пользовались в своих работах предложенной ранее В. Н. Олюниным [86] схемой разделения тех же самых комплексов. В. Н. Олюнин датировал их двумя фазами позднеплейстоценового оледенения.

О. М. Алыпova [2], изучив палеомагнетизм лав Ключевской группы вулканов, пришла к выводу о существовании в низах разреза вулканического нагорья зоны инверсии геомагнитного поля (в которой фиксируется переход от обратно- к пряномагнитным породам), датированной началом четвертичного периода (приблизительно 0,7 млн. лет). Лавы, в которых фиксируется эта зона, выходят по р. Камчатке (район пос. Козыревск), в низах разрезов по рекам Левому Толбачику, Горно-Тополовой и Сухой Зиминной. По недавним данным в линзе рыхлых отложений, залегающих на лавах щитового правулкана Плоский в обрыве Бараньих скал (р. Студеная), обнаружен спорово-пыльцевой комплекс межледниковья, относимый к среднему плейстоцену — началу позднего плейстоцена [79].

На основании данных И. В. Мелекесцева [78], но с учетом

* За нижнюю границу четвертичного периода условно принята граница прямой (Брюнес) и обратной (Матуяма) палеомагнитной полярности — 700 тыс. лет (по Геохронологической таблице В. В. Друщица, В. Н. Верещагина, 1974 г.).

вышеизложенных замечаний, на площади Ключевской группы вулканов можно выделить моренные комплексы среднеплейстоценового (только в разрезе) и двух фаз позднеплейстоценового оледенений. Морены малой ледниковой эпохи И. В. Мелекесцева в ряде случаев объединяются с современными.

Из того факта, что морены тяготеют к определенным вулканическим постройкам, вытекает принцип стратификации вулканогенных образований по их соотношению с датированными формами ледникового рельефа (аккумулятивными или экзарационными). Кроме того, для сложных вулканических построек, дифференцированных по составу, использован метод сравнительного изучения вещественного состава моренных отложений и вулканитов постройки. Изучение палеогеографии эпох оледенений также позволяет в ряде случаев оценить возраст вулканитов. С использованием указанных методик произведено датирование основных вулканических сооружений Ключевской группы (табл. 2).

Остановимся несколько подробнее на стратификации отложений голоцена. И. И. Гущенко [26] нижнюю границу голоцена датирует 10 тыс. лет. Голоценовые отложения, по его данным, повсеместно перекрывают морены второй фазы позднеплейстоценового оледенения. Он выделяет в голоцене три периода: ранний (10—5 тыс. лет), средний (5000—1700 лет) и поздний (меньше 1700 лет). И. И. Гущенко пришел к выводу, что ритм осадконакопления в каком-либо определенном одном и том же районе в течение голоцена оставался постоянным. Учитывая, что практически во всех разрезах северного подножия Ключевской группы вулканов присутствуют маркирующие датированные горизонты пеплов вулкана Шивелуч, этот вывод позволяет широко применить метод тефрохронологии к датированию отложений голоцена. Применение указанного метода позволило А. Н. Сирину [109] установить четыре ранее неизвестных побочных извержения Ключевского вулкана в течение XIX—XX веков (до 1932 г.). Автор применил этот метод при датировании отложений направленного взрыва вулкана Камень и некоторых побочных извержений Ключевского вулкана (рис. 7).

Для стратификации новейших голоценовых извержений в некоторых случаях может быть применен метод изучения соотношений продуктов извержения с современными ледниками и их недавно образованными моренами. Морены фиксируются почти перед всеми современными ледниками в количестве одной или двух. Один из наиболее крупных ледников вулканической группы, ледник Богдановича, имеет перед краем три вала моренных отложений, из них два последних пространственно тесно связаны. По данным Е. В. Максимова [69], стадии сокращения ледников Камчатки, соответствующие семи конечноморенным или ригельноморенным комплексам, могут быть сопоставлены с аналогичными стадиями Аляски. Ссылаясь на радиоуглерод-

Таблица 2

Датирование основных вулканических сооружений Ключевской группы вулканов, образовавшихся в четвертичный период

Время	Осадочные отложения Центральной Камчатской депрессии [6]	Вулканы и другие вулканические образования	
Голоцен	Q ₄	Аллювий низких террас (до 13 м) Делювий, пролювий	Ключевской, Безымянный, Овальная Зимина, Большая Удина (верхняя толща), Дальний и Ближний Плоский, Плоский Толбачик, Средний, Камень, лавы р. Студеная
	Q ₃ ⁴	Морены II фазы последнего оледенения. Аллювий террасы 13—15 м	Острый Толбачик, Малая и Острая Зимина, Дальний Плоский, правулкан Камень, Большая Удина (толща гиперстеновых андезитов), Малая Удина, Плоские сопки (побочные извержения на склонах вулкана), эжструзии Плотины
Q ₃ ³	Флювиогляциальные пески и супеси древних наземных дельт I фазы последнего оледенения. Аллювий террасы 19 м		
Плейстоцен	Q ₃ ²	Морены I фазы последнего оледенения	Дальний Плоский (?), правулкан Толбачик
	Q ₃ ¹	Межледниковые аллювиальные отложения высоких (70, 40 и 30 м) погребенных террас р. Камчатки	Хапиченское плато и плато Бараньих скал (р. Студеная), правулкан Толбачик, Плоские сопки (лавова толща)
	Q ₂ ²	Мореноподобная толща—морена предпоследнего оледенения	Большая Удина (формирование коры выветривания), Горный Зуб (образование кальдеры, правулкан Толбачик, Плоские сопки (лаво-пирокластическая толща)
	Q ₂ ¹	Толща «косослоистых песков»—аллювиальные пески с линзами и пачками галечников и туфов	Правулканы Горный Зуб, Большая Удина, Толбачик (?), Плоский (андезитовая толща)
	Q ₁ ² Q ₁ ¹	Толща «синих глин» с маломощными прослоями тонких пеплов	Правулкан Плоский, плато Асхачного увала (?), древние лавы в разрезе плато по р. Левому Толбачику

Примечание. Для пород Хапиченского плато и древних лав в разрезе р. Киргурич (правулкан Плоский) получены две абсолютные датировки по отношению Ag^{40}/K^{40} , выполненные в отделе изотопных методов (ВСЕГЕИ), соответственно: $0,15 \pm 0,10$ млн. лет (обр. 1216) и $1,2 \pm 0,3$ млн. лет (обр. 657/68). Эти результаты хорошо согласуются с принятой схемой.

ные определения Т. Карлстрома, Е. В. Максимов датирует седьмую стадию XVII—XIX веками, а шестую — около 2000 лет назад. Т. Карлстром выделяет, однако, две подстадии: I и II Туннел, соответствующие двум наступлениям ледников в

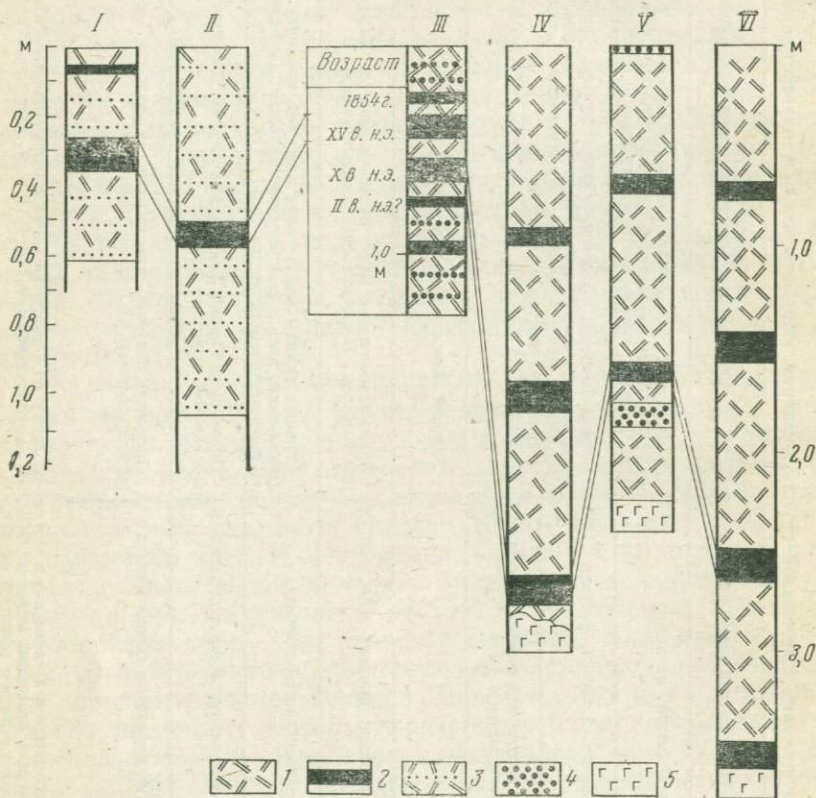


Рис. 7. Датирование разрезов почвенно-пирокластического чехла, перекрывающего отложения направленного взрыва вулкана Камень (I и II) и боковых кратеров Ключевского вулкана (IV—VI) по опорному разрезу (III).

1 — почва; 2 — белые пеплы вулкана Шивелуч; 3 — нерасчлененные почвенно-пирокластические отложения; 4 — мощные горизонты базальтовых пеплов; 5 — лавовые потоки.

Разрезы: I — на глыбе туфобрекчий, 25 км от вулкана; II — на отложениях взрыва, 13 км от вулкана; III — опорный датированный разрез, по И. И. Гуценко; IV — кратер Купол; V — кратер Пещерный; VI — кратер J

VII—XII и XVII—XIX веках. Учитывая весьма тесную связь двух последних комплексов ледника Богдановича, их, очевидно, можно сопоставить с двумя подстадиями Туннел. Первый моренный комплекс, вероятно, отвечает шестой стадии (около 2 тыс. лет назад). Изучение соотношений отдельных стадий наступления ледника Богдановича с новейшим вулканизмом в

долине Паразитов (на юго-западном склоне вулкана Камень) позволило автору датировать один из наиболее молодых лавовых потоков в этой долине XII—XVII вв. нашей эры (рис. 8).

Наконец, нужно указать на возможность датирования голоценовых вулканитов путем изучения их соотношения с молодыми низкими террасами. Таких террас на подножии Ключевского вулкана две или три: 10-, 4- и 1—2-метровая, в реликтах встречаются также террасы промежуточных уровней. О. А. Брайцева и другие [10] соответствующие террасы в Центральной Камчатской депрессии датируют голоценом. Террасы 4-метровой и более низкие соответствуют среднему и позднему голоцену, по представлениям И. И. Гущенко. В районе вулкана Лавовый Шиш, расположенного у северо-западного подножия Ключевского вулкана, терраса 10-метрового уровня выработана в его отложениях. Образование Лавового Шиша не несут на себе следов ледниковой обработки; т. е. являются голоценовыми. В низах разреза голоценового почвенно-пирокластического чехла обнаружен слой лапиллей, идентичных по составу породам вулкана Лавовый Шиш. Таким образом удается сравнительно точно датировать образование вулкана Лавовый Шиш (по Б. И. Пийпу, древнечетвертичного возраста) началом голоцена.

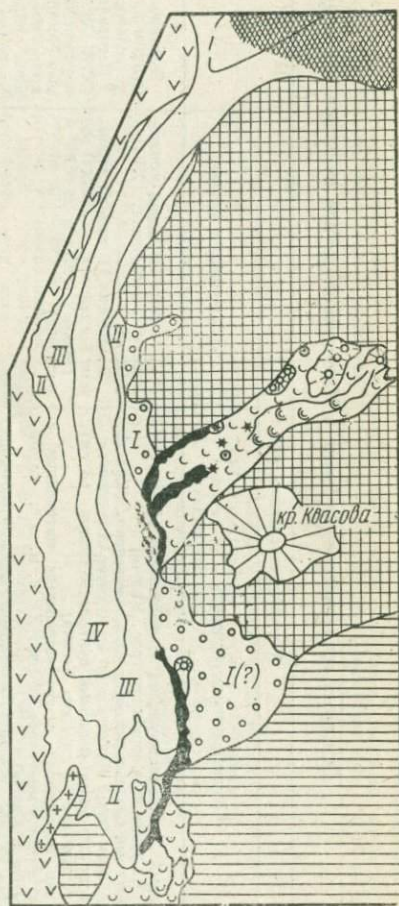
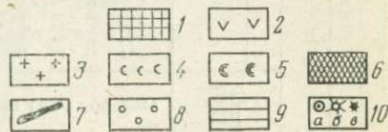


Рис. 8. Схема ледника Богдановича и его окрестностей.

1 — склоны вулкана Камень (Q_3^2); 2 — арельные лавы (Q_4^2); 3 — древняя экструзия; 4 и 5 — лавы долины Паразитов соответственно первой и второй фаз; 6 — область питания ледника; 7 — датированные потоки; 8 — максимальная морена ледника Богдановича; 9 — вулканогенно-пролювиальные и флювиогляциальные равнины; 10 — центры извержений (а — шлаковые конусы первой фазы, б — то же, второй фазы, в — юные лавовые купола). Римские цифры — стадии наступления ледника (белое поле)



Основные геологические события в Ключевской группе вулканов в голоцене

Эпоха* [26]	Маркирующие отложения		Вулкан Ключевской*
	Вулканогенные горизонты	Ледниковые и речные	
Поздний голоцен (0—1700 лет)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Серый пепловый вулкана Безымянного (5—6 см), 1956 г. На дневной поверхности (пос. Ключи) 2. Шлаковый базальтовый вулкана Ключевского, 1945 г.; глубина 10 см (пос. Ключи) и 80 см (кратер Апахончич) 3. Известково-белый пепловый вулкана Шивелуч (3 см), 1854 г.*, глубина 12 см (пос. Ключи) 4. То же, в основании с мелкозернистым материалом с примесью цветных минералов (9 см); XV в. н. э.*; глубина 28 см (пос. Ключи) 5. То же (8 см), X в. н. э.*. Глубина 46 см (пос. Ключи) 6. Лимонно-желтый пепловый вулкана Шивелуч (9 см), II в. н. э.*. Глубина 72 см (пос. Ключи) 7. Горизонт пеплов и агломератов вулкана Шивелуч. 1500±150 лет и 1500±170 лет* 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Мораena III перед концом ледника Богдановича, XVII—XIX вв. 2. Мораena II перед ледником Богдановича; VII—XII вв. Низкие террасы до 2 м (условно) 	<p>Терминальные эксплозивные извержения (одно в 25 лет)* и интенсивная побочная деятельность.</p> <p>Исторические извержения: пять кратеров (XIX—XX вв.), группа Туйлы (1932 г.), группа Билокая (1938 г.), Юбилейный прорыв (1945 г.), кратер Апахончич (1946 г.), кратер Былинкиной (1951 г.), кратер Белянкина (1953 г.), кратера Крыжановского и Вернадского (1956 г.), прорыв Пийпа (1966 г.), кратера IV ВВС (1974 г.)</p>
Средний голоцен (1700—5000 лет)	<p>Пеплы вулкана Шивелуч, 3100±210 лет. Глубина 2,7 м (пос. Ключи)</p>	<p>Первая мораena перед ледником Богдановича, около 2000 лет. Террасы 2—5 м (условно)</p>	<p>Формирование существенно пирокластической части конуса. Одно извержение за 26—33 года. Начало латеральной деятельности</p>
Ранний голоцен (5000—10000 лет)	<p>Горизонт базальтовых шлаков (10 см). Глубина 3,5 м (район кратера Туйла). Содержит значительное количество резургентных обломков андезита. Принимается за первое извержение Ключевской вулкана</p>	<p>Террасы 5—10 м (условно)</p>	<p>Формирование существенно лавовой части стратовулкана. Одно извержение за 31 год. Пароксизмальный взрыв на месте экстружии (?) андезита—образование вулкана</p>

Вулкан Безымянный	Вулканы Плоский и Острый Толбачик	Вулкан Камень	Вулканы Дальний и Ближний Плоский	Большая и Малая Удина	Группа Зиминских Сопок
Извержение, начавшееся в 1955 г. Становление вершинной экструзии и агломератовый поток (1300 лет)*. Нерасчлененные экструзивно-лавовые образования. Агломератовые потоки. Формирование латеральных куполов	Извержение (1941 г.), образование побочного кратера. Около 20 эксплозивных извержений*. Ареальный вулканизм в региональных зонах шлаковых корпусов. Извержение трещинного типа в районе кратера Алаид и горы Каменстой (1975—1976 гг.)	Фреатический взрыв (VI—XI в. н. э.) Лавовый поток в долине Паразитов (XII—XVII в. н. э.)	Фреатический взрыв на вершине вулкана Ближний Плоский Образование конуса вулкана Ближний Плоский		Фреатический взрыв на вулкане Овальная Зимина (условно)
Образование одного из наиболее древних латеральных куполов—купола Экспедиции. Существенно эксплозивная деятельность	Образование малой кальдеры (?). Эксплозивная деятельность. Начало второй фазы ареальных излияний (мезоплагифирировых лав) на склонах. Фреатический взрыв на вулкане Острый Толбачик	Образование долины Паразитов. Возможно, единичные терминальные извержения	Образование терминальных кальдер; излияние мезоплагифирировых лав на склонах Плоских сопок. В начале голоцена—образование вулкана Лавовый Шиш (ареальная деятельность)	Образование экструзий во круг вулкана Малая Удина	Образование стратовулкана Овальная Зимина
	Образование в результате взрыва большой вершинной кальдеры и формирование в ней лавового купола мезоплагифирировых лав. Излияние аналогичных лав на склонах (ареальный вулканизм). Закончилось образованием стратовулкана Острый Толбачик	Образование стратовулкана			

Примечание. Ритм извержений Ключевского вулкана и другие данные, отмеченные звездочкой, приведены по И. И. Гуценко. Однако ритм, вероятно, завышен, поскольку в разрезах пепла Ключевского вулкана плохо отличимы от пеплов вулкана Камень.

С применением изложенных методик датированы основные геологические события в Ключевской группе вулканов в голоцене (табл. 3).

§ 2. ГРУППА ПЛОСКИХ СОПОК И ВУЛКАН СРЕДНИЙ

Группа Плоских сопок состоит из двух крупных массивов — вулканов Ближнего Плоского (4108 м) и Дальнего Плоского (3943 м), насаженных на огромный щитообразный пьедестал. В строении этих вулканов выделяются две существенно различные части. Нижняя относится к правулкану Плоскому, а верхняя — к морфологически выраженным вулканам Дальнему и Ближнему Плоскому. Последние в северо-восточном и юго-западном секторах массива перекрыты породами молодых (Q_4) извержений, связанных с ареальной деятельностью. Геологическое строение района Плоских сопок и сводная стратиграфическая колонка приведены на рис. 9 и 10.

Правулкан Плоский образовался в раннем — среднем плейстоцене и частично в позднем плейстоцене. На его склонах почти повсеместно до высот 2000—2200 м залегает мощный (до 60 м) чехол пролювиальных и ледниковых отложений позднеплейстоценового оледенения. Породы правулкана вскрыты на обширной территории, ограниченной р. Камчаткой, от пос. Козыревска до пос. Ключи. Отдельные выходы пород встречены также в среднем течении рек Ключевского дола, в разрезах правого борта р. Студеной и в верховьях ледника Богдановича. Наиболее полный разрез правулкана представлен в секторе массива между ледниками Бильченок и Ушковский. Снизу вверх по разрезу здесь выделяются три толщи: толща основания, лава-пирокластическая и лавовая. Мощности и соотношения толщ показаны в колонке и на разрезах.

Толща основания вскрыта преимущественно на низких гипсометрических уровнях, в урезах рек Камчатки и Студеной, а также в днищах глубоких ледниковых долин (см. рис. 9). В истоках ледника Богдановича, на востоке массива, породы основания залегают на высотах до 2500 м. Они представлены монотонными мегаплагиофировыми лавами, внизу — гигантоплагиофировыми,верху — мезоплагиофировыми, содержащими иногда немного оливина и пироксена. Ксенолиты подобных лав обнаружены также в породах вулкана Безымянного, что указывает на присутствие толщи основания правулкана и в этом районе.

Таким образом, толща основания подстилает, по-видимому, образования всех северных вулканов Ключевской группы (до р. Студеной). Этот вывод принципиально близок к выводу Б. И. Пийпа [90], однако аналогичные по составу образования щитового вулкана породы Хапиченского плато, основания Зимних сопок и группы трещинных центров в районе вулкана

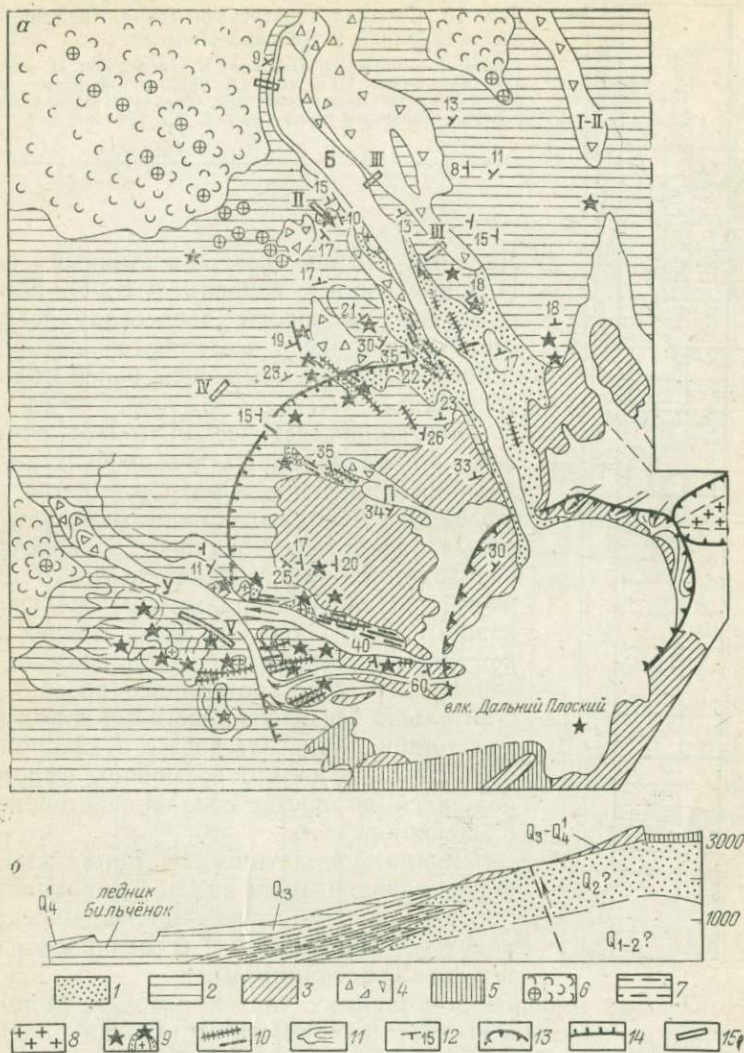


Рис. 9. Схема геологического строения вулканов Ближнего и Дальнего Плоского (а) и разрез вдоль долины ледника Бильченок (б). 1 — лаво-пирокластическая толща, Q_2 (оливин-пироксеновые, оливин-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые базальты); 2 — существенно лавовая толща, Q_2 — Q_3 (мезоплаггиофировые базальты, афиривые базальты, плаггиобазальты); 3 — вершинная толща, Q_3^2 (оливин-плаггиоклазовые базальты); 4 — ледниковые отложения в местах их наибольшей мощности; 5 — кальдерная толща, Q_4^1 (мегаплаггиофировые лавы); 6 — центры излияния и ареальные лавы подножия, Q_3^{3-4} (мега- и мезоплаггиофировые базальты); 7 — грубослоистые пролювиальные отложения (в разрезе); 8 — экструзия андезитов; 9 — захороненные центры ареальных извержений (с некками); 10 — дайки; 11 — простирание отдельных лав; 12 — элементы залегания пород; 13 — кромки взрывной воронки и кальдеры; 14 — граница вулкано-тектонического купола; 15 — положение разрезов, показанных на рис. 11. Ледники (белое поле); Б — Бильченок, У — Ушковский, П — Первоклассник

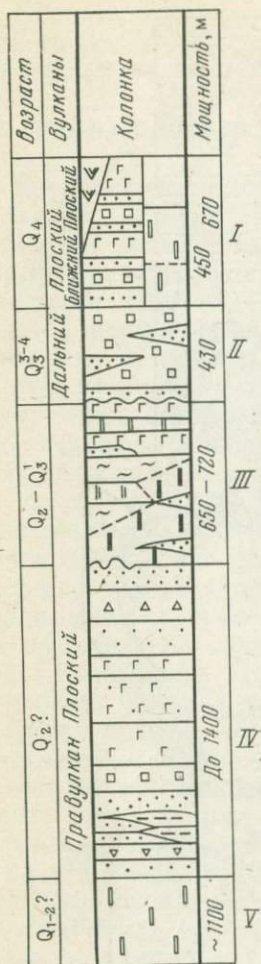


Рис. 10. Сводная стратиграфическая колонка вулканов Ближний и Дальний Плоский.

Толщи: I — Ближнего Плоского и кальдерная; II — вершинная (базальты); III — лавовая, мезоплагифирических базальтов; IV — лаво-пирокластическая (базальты); V — толща основания. Условные знаки см. рис. 9 и прилож. 3.

Лавовый Шиш (северо-восточный склон Плоских сопок), относимые Б. И. Пийпом к единому лавовому пьедесталу Ключевского дола, здесь выделяются автором в самостоятельные комплексы более молодого возраста.

Лаво-пирокластическая толща открыта для наблюдения лишь в верхьях долины ледника Бильченок. Она повсеместно перекрывается породами толщи мезоплагифирических базальтов. Локальное распространение лаво-пирокластической толщи, по-видимому, связано с ее разрывом, предшествовавшим формированию существенно лавовой толщи, а также с наибольшей в этом районе глубиной эрозионного вреза. Действительно, элементы залегания пород лавовой толщи свидетельствуют о захоронении ими древних долин, возможно, сформировавшихся во время среднеплейстоценового оледенения.

Лаво-пирокластическая толща сложена переслаивающимися лавами, пирокластами, пролювиальными отложениями, иногда хорошо сортированными (галечниками, гравелитами, песчаниками):

Последние типичны для нижних частей разреза. Мощность слоев лав и пирокластики от 0,4 до 2,0 м (иногда до 5 м). $E \approx 70-75\%$. В наблюдавшемся разрезе мощностью около 300 м породы его нижней части сложены оливин-пироксеновыми базальтами, средней и верхней — оливин-плагноклазовыми базальтами (плагнобазальтами). Пироксен во вкрапленниках характерен лишь для нижней части разреза. Лаво-пирокластическая толща рассекается многочисленными дайками, простирающимися вдоль ледниковой долины и имеющими состав мезоплагифирических базальтов. Мощность даек от 15 см до 0,5—0,7 м или 1,5 м. Кроме них встречаются редкие кольцевые более молодые дайки, имеющие состав оливин-пироксеновых базальтов.

Существенно лавовая толща мезоплагиофировых базальтов широко развита во всех частях массива, за исключением западной. В истоках ледника Ушковского выходы толщи прослеживаются до вершины массива. Послойные разрезы этой толщи (I—V) приводятся на рис. 11. Строение толщи в целом иллюстрирует рис. 10, $E \approx 10-15\%$. Эта толща сформировалась в результате многократных извержений из центров, расположенных на склонах массива. Центры извержений легко реконструируются по элементам залегания, наличию линз пирокластического материала, часто окисленного, по присутствию некков, связанных с полями развития даек или с отдельными дайками. Некки являются раздувами даек или их апофизами. Таким образом, существенно лавовая толща образована, по-видимому, извержениями из ареальных центров.

Состав пород лавовой толщи от места к месту меняется. В целом преобладают мезоплагиофировые базальты, содержащие во вкрапленниках оливин, пироксен или оба эти минерала. Однако широко представлены афировые или субафировые базальты, плагиобазальты. Реже встречаются оливин-пироксеновые и мегаплагиофировые базальты. Породы некков имеют обычно полнокристаллическое строение и состав порфировидных микродолеритов или микрокристаллических габбро в соответствии с тем, связаны ли они с мезоплагиофировыми или афировыми базальтами. В тех случаях, когда надежно устанавливается последовательность образования этих пород, можно видеть, что первыми извергаются мезоплагиофировые базальты, а за ними следуют афировые или оливин-пироксеновые базальты (см. рис. 11, I—III). В разрезе V несколько раз наблюдалась последовательная смена следующих пород: мегаплагиофировые базальты → мезоплагиофировые базальты (с оливином и пироксеном) → оливин-пироксеновые базальты (с небольшим содержанием плагиоклаза). Эти факты, вероятно, указывают на последовательное повышение меланократовости пород в процессе извержения.

К породам правулкана Плоского необходимо отнести также небольшой выход андезитов, расположенных на упоминавшемся выступе толщи основания в истоках ледника Богдановича. Андезиты связаны с доледниковым стратовулканом (гора Красный Утес), сложенным чередующимися слоями пирокластов (3—5 м) и лав (1,5—5 м); в общем разрезе преобладают пирокластические породы. Мощность отложений в околожерловой части 200—250 м. Состав пород весьма однороден. Это — субафировые гиперстеновые андезиты с интерсертальной или микродолеритовой основной массой, содержащей кристобалит.

Вулканы Ближний и Дальний Плоский. В строении вулканов Ближнего и Дальнего Плоского могут быть выделены три толщи: вершинная, толща конуса Ближнего Плоского и кальдерная (см. рис. 9).

Вершинная толща развита во всех частях массива на высотах от 2000 до 3400 м. Вероятна ее связь с современными центрами вулкана Дальнего Плоского. Об этом свидетельствуют элементы залегания лав в западной и северо-западной частях вершины, а также простирающие даек в бортах кальдеры. Толща преимущественно лавовая ($E \approx 15-25\%$). Мощность толщи на вершине около 450 м. Состав лав — однообразный, преимущественно оливин-плагноклазовые базальты.



Рис. 12. Кальдера вулкана Дальний Плоский (август)

Толща конуса Ближнего Плоского практически недоступна наблюдению, так как закрыта льдами. Лишь в обрыве кальдеры мы можем наблюдать четкое перекрытие ее северного борта лавами вулкана Ближнего Плоского (рис. 12). Это указывает на формирование толщи после образования кальдеры. Высота конуса, считая от кромки вершинной толщи, около 650 м. По данным А. Н. Сирина [109], конус вулкана Ближнего Плоского состоит из чередующихся лав и пирокластов оливин-пироксеновых базальтов. Вершину конуса венчает экструзия роговообманковых андезитов.

Кальдерная толща слагает лавовый купол в кальдере и существенно лавовые образования юго-западных склонов массива Плоских сопок. Отдельные потоки прослеживаются непрерывно от кальдеры на склоны вулкана Дальний Плоский. В северо-восточном секторе массива, уже на склонах вулкана Ближний

Плоский, распространены аналогичные образования того же возраста и морфогенезиса. Это позволяет рассматривать описываемые образования как ареальные [33]. Далее мы увидим, что такая же картина наблюдается на вулкане Плоский Толбачик.

Протяженность региональных зон вулкана Дальнего Плоского 18—20 км. Длина отдельных трещин с насаженными на них шлаковыми конусами 5—7 км, иногда до 14 км. Коэффициент E для разрезов региональных зон составляет 0—5% для низкорасположенных кратеров и $\approx 40\%$ для высокорасположенных [109]. Примером лавового покрова, образовавшегося из шести крупных центров, лежащих вдоль 12-километровой трещины, является вулкан Лавовый Шиш на северо-восточном подножии вулкана Ближнего Плоского. Покров образован непрерывным нагромождением потоков мегаплагиофировых лав мощностью 4—7 м. Площадь его 65 км², объем 4,5 км³.

Кальдерная толща сложена мегаплагиофировыми оливинсодержащими или оливин-пироксеновыми базальтами. На юго-западном склоне массива можно наблюдать последовательное изменение состава пород с течением времени: от гигантоплагиофировых базальтов к мезоплагиофировым оливин-пироксеновым базальтам.

Кроме вышеописанных лав региональных зон молодого возраста, на западных склонах массива Плоских сопок располагаются два крупных поля существенно лавовых образований такого же типа, но несколько более древних (Q_3^{3-4}): одно поле находится в районе ледника Бильченок (Северо-Западная зона), другое — в районе Ушковского ледника (Субширотная зона).

Вулкано-тектонические структуры. На вершине Плоских сопок выделяется обычно ряд структур типа кальдер [109, с. 25], из которых лишь одна является вполне достоверной (см. рис. 9). Особенность этой кальдеры состоит в разомкнутости ее контура на южной стороне вершины. По существу лишь половина периметра кальдеры четко выражена в виде 200—500-метровых уступов. Подобное строение характерно для кальдер взрыва, а не проседания.

Другая структура — кольцевой разлом, ограниченный изолинией 2000 м, была выделена по геоморфологическим данным, при этом предполагалось, что часть массива, заключенная внутри разлома, опущена [33]. Последнее, однако, не подтвердилось. Геологические данные, в частности, распространенность лаво-пирокластической толщи в районе ледника Бильченок, указывают на вероятность формирования здесь куполовидного вздутия.

По кольцевому разлому произошло внедрение даек. Лишь поднятием центральной части массива можно объяснить образование глубоких каньонов ледниковых долин в их истоках, выше отметки 2000 м. При этом в районе ледника Ушковского

вдоль разлома произошло образование поперечного каньона (глубиной ≈ 450 м) и перехват старого русла ледника. Во всех каньонах с молодыми ледниками (Ушковский, Первокласник, Бильченок, Эульченок и др.) наблюдается разрыв между высотой положения их бортовых валов (морен) в период максимума голоценового оледенения и более поздними на 500—600 м. Первые залегают на высотах от 2000 до 2500 м на бортах каньонов, вторые — значительно ниже, в днищах долин. По этому факту формирование куполовидного поднятия следует отнести к началу голоцена. В это же время была сформирована и кальдера вершины. Вероятно, оба этих события генетически связаны между собой.

Вещественный состав пород. А. Н. Сирич делит все вулканы по структурному признаку на мегаплагиофировые и микроплагиофировые, далее в каждой из этих групп он разделяет породы по составу цветных минералов-вкрапленников на оливиновые, оливин-авгитовые, авгитовые, двупироксеновые, гиперстеновые и роговообманковые [109].

Все роговообманковые породы относятся к андезитам экструзии вулкана Ближнего Плоского, гиперстеновые — преимущественно к древним андезитам горы Красный Утес. Породы, содержащие оливин и пироксен, представлены в лавовой толще мезоплагиофировых базальтов, а оливинсодержащие — в вершинной толще. Типичные мегаплагиофировые лавы (толща основания) во вкрапленниках содержат очень мало цветных или не содержат их. Реже других пород встречаются оливин-пироксеновые базальты (андезито-базальты) и полнокристаллические породы (типа микрокристаллического габбро или порфириовидного долерита). Количественно-минеральный состав пород Плоских сопок приводится в табл. 4, а их некоторые петрографические характеристики — в табл. 5.

Из табл. 4 видно, что в мегаплагиофировых лавах цветные во вкрапленниках представлены преимущественно оливином, и то в небольшом количестве. Мезоплагиофировые лавы обычно оливин-пироксеновые. Имеется некоторое различие в количестве кристаллической фазы в плагиобазальтах пирокластической толщи основания и в плагиобазальтах вершинной толщи: в первых содержание оливина и плагиоклаза значительно выше.

Плагиоклаз является транзитным минералом, указывающим на общность всех пород Плоских сопок. По составу плагиоклаз отвечает Ap_{56-62} . К этому можно добавить, что для плагиоклаза характерны главным образом альбитовый и карлсбадский законы двойникования. Состав оливина, определенный по показателям преломления и углу оптических осей, меняется от Fa_{14} до Fa_{36} . Моноклинный пироксен при близких показателях преломления имеет варьирующие углы $2V$ (от 53—60° во вкрапленниках до 48—55° в микролитах). Состав вкрапленников меняется в пределах: 35—45% Wo , 45—50% En , 10—15% Fs ; более каль-

Количественно-минеральный состав пород Плоских сопок (в %)

Таблица 4

Породы	Вкрапленники					Основная масса	
	Pl	Ol	Clpx	Orx	Mt	Содержание	Структура (состав)
Мегаплагиофировые базальты (9)	$\frac{17}{11-30}$	$\frac{1,4}{0-3,6}$	$\frac{0,04}{0-0,4}$	—	—	81,6	Гиалопилитовая, интерсертальная, пилотакситовая или микроделеритовая
Мезоплагиофировые базальты, андезито-базальты (12)	$\frac{18,8}{13-31}$	$\frac{3,5}{2-6}$	$\frac{2,3}{2-5}$	—	$\frac{0,1}{0-0,7}$	75,3	Гиалопилитовая, интерсертальная
Афировые базальты (4)	$\frac{1,1}{0-4}$	—	$\frac{0,1}{0-0,4}$	—	$\frac{0,1}{0-0,3}$	98,7	Интерсертальная (Pl, Clpx, Mt, Gl)
Оливин-плагноклазовые базальты типа плагнобазальтов, I (3)	$\frac{24,1}{19-31}$	$\frac{4,4}{4-5}$	$\frac{2,4}{2-3}$	—	0,1	69	Преимущественно гиалопилитовая (Pl, Clpx, Mt, Gl)
То же, II (7)	$\frac{8,6}{3-15}$	$\frac{2,2}{2-3}$	$\frac{0,7}{0-2}$	—	—	88,5	
Оливин-пироксеновые базальты (4)	$\frac{14,9}{11-19}$	$\frac{5,1}{4-6}$	$\frac{4,5}{5-8}$	—	$\frac{0,1}{0-0,5}$	75,4	Интерсертальная (Pl, Clpx, Mt, Gl)
Микрогаббро, порфиридные микроделериты I (4)	$\frac{7}{5-8}$	$\frac{2,6}{1-4}$	$\frac{3,0}{2-7}$	—	$\frac{0,2}{0-0,4}$	87,2	Микроделеритовая, офитовая, пойкилитовая (Pl, Clpx, Ol, Mt)
То же, II (4)	$\frac{24,3}{18-28}$	$\frac{4,7}{3,6}$	$\frac{6,6}{4-9}$	—	$\frac{0,5}{0,1-0,8}$	63,9	То же

То же, III (1)	85,6	2,7	8,5	—	1,5	1,7	Кристаллит (0,3%), стекло (1,4%)
Гиперстеновые андезиты (3)*	13,5	—	—	4,0	0,5	82,0	—
Роговообманковые* андезиты (3)	18,0	2,9	0,6	1,2	0,4	76,9	—

Породы региональных зон

Мегаплагнофиновые* базальты, I (3)	34,5	—	3,7	6,0	0,8	55,0	—
То же, II (3)*	24,3	—	0,8	5,1	0,4	69,4	—
Плагнобазальты*	11,3	0,9	1,3	6,7	1,2	78,6	—

Примечания. 1. В числителе—среднее содержание, в знаменателе—пределы колебаний. 2. В скобках в графе I показано число определений, использованных при усреднении. 3. Определения пород, отмеченных звездочкой, приведены по данным А. Н. Сирина [109]. 4. Римские цифры в графе «Породы» означают разновидности пород.

Петрографические характеристики пород Плоских сопок [109]

Характеристики	Базальты, андезито-базальты										Андезиты	
	оливиновые			оливин-авгитовые		авгитовые		дву- роксе- новые	гиперстеновые (в региональ- ных зонах)		гипер- стено- вые	рогово- обман- ковые
	мегаплагиофировые	микроплагио- фировые		мегаплагиофировые	микроплагиофировые	мегаплагиофировые	микроплагиофировые	мегаплагиофировые	мегаплагиофировые	микроплагиофировые	мегаплагиофировые	микроплагиофировые
		I	II									
Состав плагиоклаза:												
Вкрапленники, % Ап	60	60	59	60	57	57	58	56	56	62	58	57
Микролиты, % Ап	53	50	52	57	51	49	52	48	52	57	52	49
Наличие зональных вкрапленников ¹	++	+	++	+	++	+	++	+	++	++	++	++
Количество генераций Pl ²	2	2 (3?)	3	2	3	3	3	—	3	3	2	3
Состав ОI (по <i>n_g</i> , <i>n_p</i> , 2 <i>V</i> , %Fa)	26—32	26—32	20—32	20—32	20—32	14—36	—	—	—	—	—	—
Количество генерации ОI	1	1	2	1	2	—	—	—	—	—	—	—
Состав авгита (по М. М. Веселовской), % Wo	45	46	35	45	45—35	40	39	40	—	—	—	—
Показатель преломления стекла	1,559	1,558	1,555	1,557	1,554	1,551	1,549	1,548	—	1,513	1,502	1,511

Примечания. 1. Один крестик—мало или отсутствуют, два—много. 2. За III генерацию принимаются микролиты.

циевыми являются авгиты мегалагиофировых лав. Ромбический пироксен по показателям n_g , n_p и $2V$ определен как гипертен с содержанием 28—30% Fs (см. табл. 5).

Рассмотрение химического состава пород Плоских сопок (см. прилож. 1), а также данных из работы А. Н. Сирина [109], которые надежно привязаны к геологическим объектам, показывает сравнительно высокую щелочность мегалагиофировых базальтов по сравнению с плагиобазальтами и оливинпироксеновыми базальтами (рис. 13). Афировые разности по

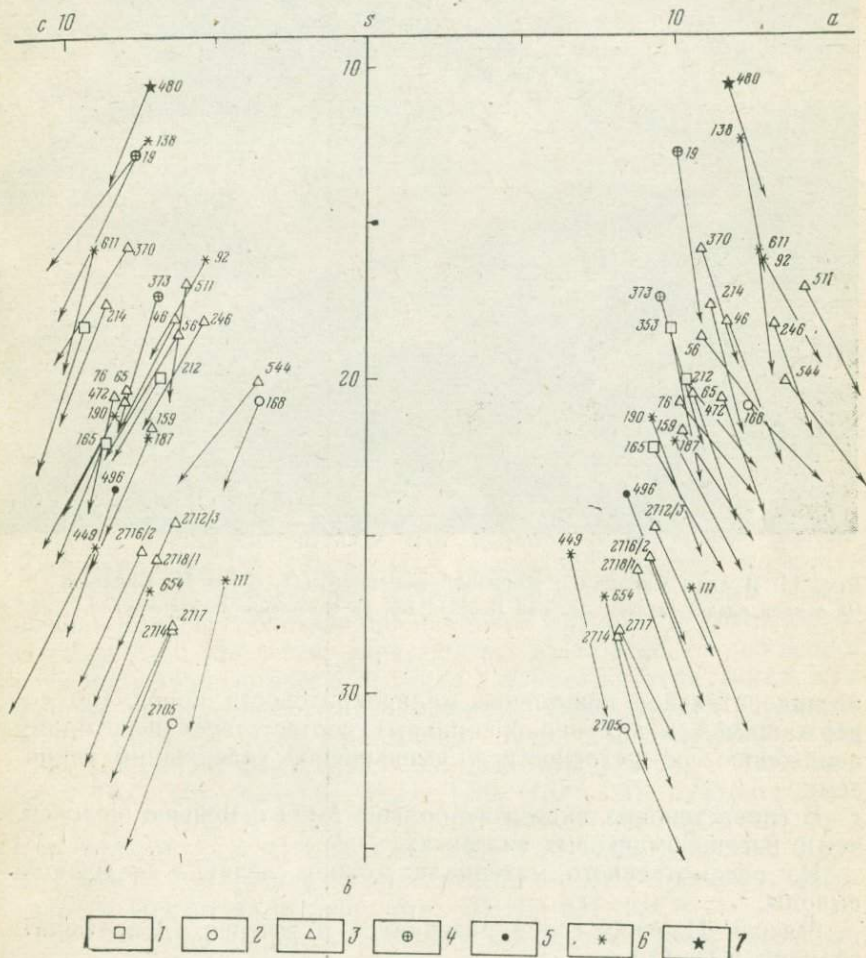


Рис. 13. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород Плоских сопок.

Породы: 1 — мегалагиофировые лавы толщи основания (правулкан Плоский); 2 — базальты лаво-пирокластической толщи, там же; 3 — мезолагиофировые базальты, там же; 4 — толщи вулкана Ближнего Плоского; 5 — кальдерной толщи и региональных зон; 6 — андезиты горы Красный утес; 7 — экструзия вулкана Ближнего Плоского

химизму изосоставны мегаплагиофировым лавам. При этом для пород массива в целом от толщи к толще не наблюдается какого-либо закономерного изменения химического состава во времени. Однако в пределах отдельных толщ (например, в существенно лавовой толще правулкана) отмечавшееся ранее



Рис. 14. Вулкан Средний с жерловой воронкой (1). Фото Н. Смелова. На заднем плане — вулкан Дальний Плоский (2), на ближнем — ледник Эрмана.

последовательное повышение меланократовости пород (по содержащимся в них вкрапленникам) соответствует некоторому понижению их щелочности и уменьшению содержания глинозема.

В гиперстеновых андезитах больше MgO и меньше щелочей, чем в роговообманковых андезитах.

Из рассмотренного материала можно сделать следующие выводы.

Массив Плоских сопок развивался в течение длительного времени ($Q_1—Q_4$).

Породы его представлены слабо дифференцированными базальтами и андезито-базальтами. Андезиты слагают тела крайне малого объема и связаны с заключительными периодами деятельности правулкана и вулкана Ближний Плоский.

Среди пород массива широко распространены мега- и микроплагнофировые базальты (андезито-базальты), при этом от первых к последним несколько увеличивается содержание вкрапленников цветных минералов. Сравнительно редко встречаются оливин-пироксеновые базальты. Мега- и мезоплагнофировые базальты по сравнению с остальными породами характеризуются более высоким содержанием щелочей и меньшей основностью.

Вулкан Средний (2989 м) представляет собой небольшой стратовулкан, по-видимому, раннеголоценового возраста, расположенный на седловине между вулканами Ближним Плоским и Ключевским, в истоках ледника Эрмана. Его относительная высота 290 м, диаметр основания 2,5—3 км. Краткое описание вулкана приводят В. И. Влодавец [15] и Б. И. Пийп [90]. Вулкан сложен переслаивающимися пирокластами и лавами авгитофировых базальтов, в дайках — долеритоподобными базальтами. На его вершине имеются взрывная воронка, открытая на юго-восток, и остатки кратерного агглютината (рис. 14).

§ 3. ВУЛКАН КЛЮЧЕВСКОЙ

Вулкан Ключевской (4850 м) — самый высокий, широко известный и наиболее изученный вулкан Камчатки. Насчитывается около 200 работ, в которых описывается его деятельность (см. Каталог вулканов, 1957 г. и др.). Наиболее значительные из них — монографии В. И. Влодавца [15], С. И. Набоко [83] и Б. И. Пийпа [90]. Схема геологического строения вулкана приводится на рис. 15.

В. И. Влодавец считает, что вулкан Ключевской возник 5000 лет назад [15, 16], И. И. Гущенко [26] относит его к началу голоцена (10 000 лет назад). Вероятно, с первым извержением связано образование наиболее мощного и крупнообломочного слоя лапиллей, залегающего на морене в основании почвенно-пирокластического чехла в районе кратера Туйла. Эти породы характеризуются повышенной щелочностью. Химический состав лапиллей следующий (вес. %): SiO_2 55,05, TiO_2 1,32, Al_2O_3 17,80, Fe_2O_3 3,72, FeO 4,23, MnO 0,12, MgO 3,26, CaO 5,41, Na_2O 3,51, K_2O 1,94, H_2O^- 1,36, H_2O^+ 1,51. Состав обломков (вес. %): SiO_2 57,56, TiO_2 1,40, Al_2O_3 17,38, Fe_2O_3 2,26, FeO 5,32, MnO 0,13, MgO 2,33, CaO 5,61, Na_2O 4,05, K_2O 2,25, H_2O^- 0,04, H_2O^+ 0,39 (анализы произведены З. И. Беляцкой в лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР).

И. И. Гущенко рассчитал ритм пароксизмальных извержений вулкана: для раннего голоцена одно извержение за 31 год, для среднего голоцена одно извержение за 26—33 года и для позднего голоцена одно извержение за 25 лет. Б. И. Пийп для исторического времени (250 лет) отмечает периодичность крупных извержений в среднем через 26 лет [90]. Таким образом,

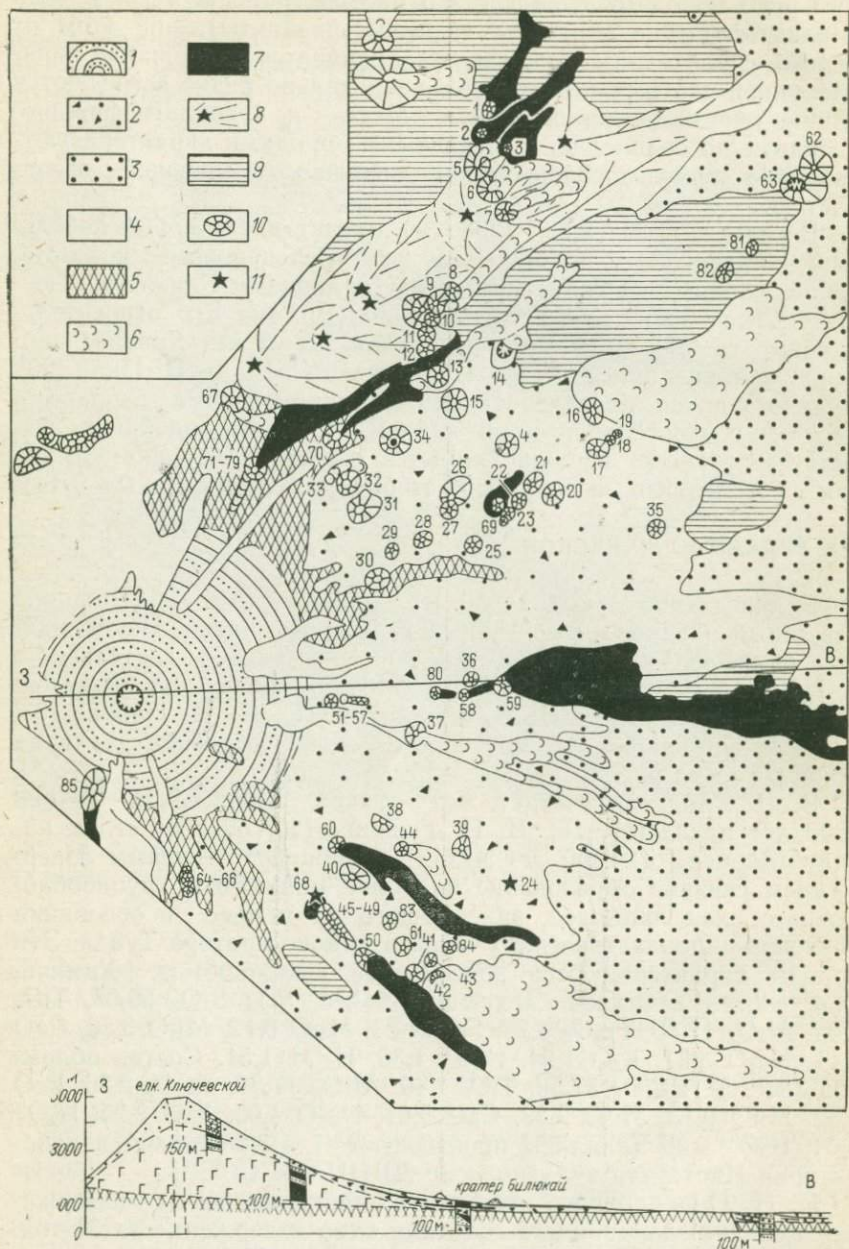


Рис. 15. Схема геологического строения Ключевского вулкана.

1 — слоистые лаво-пирокластические отложения конуса; 2 — отложения подножия от 2000 до 700 м (брекчии, конгломерато-брекчии, грубообломочные конгломераты, лавы, крупнозернистые флювиогляциальные пески, тefра); 3 — то же, ниже 700 м (несортированные

количество крупных пароксизмов Ключевского вулкана со временем немного возрастает. Терминальные извержения Ключевского вулкана с течением времени становятся все более эксплозивными. Если принять точку зрения И. И. Гуценко, можно условно отнести образование нижнего, существенно лавового, яруса вулкана (пологий купол) к раннему голоцену, а верхнего, пирокластического, — к среднему и позднему голоцену. Верхний ярус к позднему голоцену в значительной мере сформировался, так как его отложения участвуют в строении молодых морен, выделенных здесь И. В. Мелекесцевым [78].

В среднем голоцене интенсивно проявилась латеральная деятельность вулкана [26]. К концу голоцена она усилилась. Об этом можно судить по появлению значительного количества побочных кратеров в позднем голоцене и в историческое время. Из общего числа (85) побочных кратеров Ключевского вулкана 32 появились в историческое время*. Кроме этих твердо установленных данных, вероятно, в историческое же время (XIX — начало XX в.) образовались кратеры: «S» (37)**, Атласова (5), М (31), Очки (23) [56, 109]. Чрезвычайно свежий облик имеют кратеры: Кея, Сизмоса, Забытый, Булочка, Д, Слюнина, О. Методами тефрохронологии установлен возраст сравнительно древних побочных кратеров: Карпинского (1120 лет назад), Пещерного (перед II в. н. э.), Купол (перед X в. н. э.) (см. рис. 15 и табл. 6).

Таким образом, мы можем констатировать, что изменение деятельности Ключевского вулкана во времени выражается в смене характера терминальной деятельности с существенно эффузивной на существенно эксплозивную и проявлении во второй период латеральной деятельности на склонах вулкана.

Геологическое строение. В. И. Влодавец [15] по углам наклона восточных склонов Ключевского вулкана выделил в нем три части (высотные зоны): крутосклонный конус, пологосклонный конус (купол) и подножие (соответственные углы: 33—35°, 10—12°, меньше 4°), граница между которыми находится на отметках 3000 и 1800—1600 м. Наименьшие отметки (с востока) соответствуют нижней границе ареала распростра-

* В том числе и цепочка кратеров, возникшая в 1974 г. на юго-западном склоне вулкана на высоте 3200—3600 м, названная именем IV Всесоюзного вулканологического совещания (IV ВВС).

** В скобках указаны номера конусов на рис. 15.

конгломераты, галечники, гравелиты, редко лавы, пески, тефра); 4 — ледники; 5 — морены голоценового ледникового максимума; 6 — лавы позднего голоцена; 7 — лавы исторических извержений; 8 — ареальные лавы и центры их излияний (трещинное излияние вулкана Лавовый Шиш и другие, ранний голоцен); 9 — породы основания; 10 — побочные кратеры (названия см. в табл. 6); 11 — лавовые купола. В разрезе лавы показаны черным цветом, пирокластита — точками, пролювий — черными треугольниками, сортированные пролювиальные отложения — кружочками. Белое — ледники

нения собственно терминальных эффузий, а наибольшие — ориентировочной границе существенно лавовой и существенно пирокластической частей разреза.

Нижняя часть разреза вскрыта плохо. Ее обнажения в верховьях сухих рек: Сопочной, Киргурич и других описываются В. И. Влодавцем. Они состоят из глыбовых санторинских лав или аа-лав плаггиобазальтов мощностью от 10 до 60 м.

Верхняя часть разреза (крутосклонный конус) представлена чередованием слоев пирокластических пород и редких потоков лав ($E \approx 70\%$). Кроме вулканогенных образований, здесь широко развиты глыбовые коллювиальные и ледниково-коллювиальные отложения, связанные с деятельностью современных ледников, в разрезе отмечены также прослойки чистого льда. Породы верхней части конуса вулкана представлены сравнительно однообразными плаггиоклазовыми базальтами, обычно содержащими оливин и пироксен ($Cr_{rx} \gg Or_{rx}$). Оливин встречается чаще пироксена. Мощность существенно пирокластической части разреза около 1000 м.

Ниже 1800 м на обширной площади к востоку от вулкана геологические разрезы пологих склонов и подножия вулкана принципиально отличаются от разрезов конуса. Они сложены чередующимися пролювиальными и водно-ледниковыми плохо сортированными отложениями с лавами и пирокластикой побочных кратеров Ключевского вулкана; терминальные лавы сюда, как правило, не распространяются, и только пирокласты участвуют в формировании почвенно-пирокластического чехла. По изменению фаций пролювия — смене грубообломочных и грубо-слоистых брекчий, конгломерато-брекчий, несортированных конгломератов сравнительно хорошо сортированными, слоистыми и тонкообломочными (гравелитами, галечниками, песками) — район подножия делится на две зоны (первая — от 1800 до 700 м, вторая — ниже 700 м).

Во второй зоне, кроме перечисленных признаков, также весьма редки лавы. Указанные отличия обусловлены различным расстоянием до этих районов от вулканического конуса (терминального кратера), а также изменением типа вулканизма. Развитие побочных кратеров, за редким исключением, ограничивается первой зоной. Этим объясняются особенности ее разрезов, выражающиеся в присутствии здесь единичных лавовых потоков и мощных (до 50 м) быстро выклинивающихся линз пирокластического материала, часто окисленного, а также обилие недислокационных несогласий. Видимая мощность разрезов подножия 40—80 м, однако в действительности она значительно больше.

Таким образом, разрезы собственно вулканического конуса и его подножия, являющиеся возрастными аналогами, различаются по литологическому и фациальному составу, а также по парагенезису фаций. Сводный разрез, показывающий изменение

парагенезиса фаций Ключевского вулкана по латерали, приводится на рис. 15.

Обзор извержений и форм кратера вулкана до 1946 г. был дан Б. И. Пийпом [90]. Описание кратера приводится и в более поздних работах других исследователей [11, 71, 72, 38, 53, 42]. Синтез опубликованных материалов позволяет сделать вывод о том, что в течение исторического времени увеличиваются размеры кратера, его диаметр и глубина, хотя дважды (до 1762 г. и в 1926 г.) происходила закупорка кратера, в результате чего контуры его маскировались и вершина становилась острой. В настоящее время диаметр кратера (по верхней кромке) около 700 м, а глубина 400—500 м*. В прикратерной части рывтины Апахончич (абсолютная высота 4700—4650 м) наблюдаются дайки и некки. Описано извержение, связанное с вулканотектоническим обрушением полости кратера [31]. Эти данные указывают на вероятную прогрессирующую роль вулканотектоники в образовании кратера Ключевского вулкана.

Побочные (латеральные) кратеры в Ключевской группе вулканов довольно многочисленны (см. рис. 15 и табл. 6). Критерием для отнесения побочных кратеров к Ключевскому вулкану является их состав и структурная (территориальная) приуроченность. По этим признакам можно определенно говорить о генетической связи с Ключевским вулканом кратеров, расположенных в створе азимутов юго-юго-восток и северо-северо-восток между отметками 2000 и 800 м (600 м) и тяготеющих к трещинам радиальных направлений. Эти кратеры можно назвать латеральными. Менее обоснованно отнесение к Ключевскому вулкану группы кратеров, удаленных от него на значительное расстояние и (или) приуроченных к трещинам северо-западного простирания. Таковы кратеры групп Туйла и Атласова, Спорный, Тяжелый, Кругленький.

Принцип расчленения конусов по составу их продуктов [15] может быть использован лишь в комплексе с другими признаками. Все конусы, шлаковые и лавовые, сложенные мегаплагиофировыми лавами, В. И. Влодавец отнес к проявлениям деятельности Плоских сопок. К ним относятся кратеры: Креницына, Воротник, Лавовый Шиш, Скалистый, Домашний и группа безымянных, действительно приуроченных или к структурам Ближней Плоской сопки или к региональным зонам. Состав вулканитов в районе горы Лавовый Шиш—Туйла с течением времени изменился от мегаплагиофировых андезито-базальтов до оливин-пироксеновых базальтов, как это свойственно породам региональных зон в других районах. Вероятно, образование кратеров, отнесение которых к Ключевскому вулкану вызывает сомнение, связано с деятельностью ареального типа, поскольку они расположены как раз в пределах ареальной зоны. Некото-

* Глазомерная оценка.

Таблица 6

Некоторые особенности побочных кратеров Ключевского вулкана

Номер на схеме	Кратер	Высота подошвы конуса, м	Состав пород конуса	Год образования, объем] продуктов и др.
1	Туйла	450	Оливин-пироксено- вый базальт	1932 г.; $V=$ $=0,017$ км ³ , $L=$ $=3,1$ км, $E \approx 20\%$
2	Киргурич	470	То же	1932 г.; $V=0,02$ км ³ ; $L=3,7$ км
3	Биокозь	500	»	1932 г.; $V=$ $=0,0076$ км ³ , $L=$ $=1,1$ км
4	База	820	»	Признаки недавнего образования
5	Атласова	620	»	
6	Сизмоса	620	»	
7	Забывтый	620	»	
8	Незаметный	800	»	
9	F	800	»	
10	Малыш	800	»	
11	Без названия	700	»	
12	Булочка	700	Оливин-пироксено- вый базальт	
13	Лепешка	860	Плаггиобазальт с пи- роксеном	
14	Подкова	780	Оливин-пироксено- вый базальт	
15	Д	900	Оливин-плаггиоклазо- вый базальт	
16	Келля	660	То же	
17	Дитмара	700	—	
18	Туншиц	680	—	
19	Сосед	680	Пироксен-оливино- вый базальт	
20	Академии наук	800	—	
21	Беринга	800	Пироксен-оливино- вый базальт	
22	Шмалева	880	То же	
23	Очки	920	Пироксеновый ба- зальт	Признаки недавнего образования
24	Купол	890	Плаггиобазальт с пи- роксеном	До X в. н. э.
25	Круг (Безу- хий стан)	960	—	
26	J	1060	Плаггиобазальт с оливином	Наибольшие из всех побочных размеры ко- нуса
27	Боковой	1060	Плаггиобазальт с оли- вином	
28	Срезанный	1150	Оливин-пироксено- вый базальт	
29	Затопленный	1270	Пироксен-оливиновый базальт	

Номер на схеме	Кратер	Высота подошвы конуса, м	Состав конуса	Год образования, объем продуктов и др.
30	К	1500	Плаггиобазальт с пироксеном	
31	М	1230	Плаггиобазальт	Признаки недавнего образования Поток, 750 м
32	Е	1400	»	
33	О	1450	»	
34	Левашова	1000	Оливин-пироксеновый базальт	
35	Седло (?)	660	—	
36	Лесной (?)	970	—	
37	S	1200	Плаггиобазальт с оливином и пироксеном	Признаки недавнего образования (1899 г.?)
38	Перрея	1300	—	
39	Горшок	960	Пироксен-оливиновый базальт	
40	Стеллера	1200	Плаггиобазальт с пироксеном	
41	Карпинского	1040	Оливин-пироксеновый базальт	1120 лет назад
42	Пещерный	950	Пироксеновый базальт	До II в. н. э. $S=21,4 \text{ км}^2$, $V=0,2-0,3 \text{ км}^3$
43	Маленький	940	То же	
44	Прибрежный	1100	Плаггиобазальт	
45	Крыжановского	1470	»	1956 г.; поток, $\sim 1 \text{ км}$, $S=0,002 \text{ км}^2$, $E=0$
46	Обручева	от 1450 до 1180	—	1945 г.
47	Левинсон-Лессинга		Плаггиобазальт	1945 г.
48	Комарова		»	1945 г.
49	Крашенинникова		»	1945 г.
50	Заварицкого		»	1945 г.; поток, $5,2 \text{ км}$, $V=0,03 \text{ км}^3$, $E \approx 1\%$, 1938 г., взрывные воронки, $T=980-1200^\circ\text{C}$, $E=100\%$
51—57	Группа Козья	1770—1790	Плаггиобазальт с ортопироксеном	1938 г., поток, $0,8-1,0 \text{ км}$, $V=0,002 \text{ км}^3$, $E \approx 17\%$
58	Тиранус	980	Плаггиобазальт с оливином и пироксеном	1938 г., поток, 12 км , $V=0,20 \text{ км}^3$, $E \approx 12\%$, $\eta=1,6 \times 10^4 \text{ П}$; $T=870-690^\circ\text{C}$
59	Билюкай	840	То же	1946 г.; поток, $7,3 \text{ км}$, $V=0,02 \text{ км}^3$, $E \approx 13\%$
60	Апахончич	1400	Плаггиобазальт	
61	Погребенный	1050	Плаггиобазальт с пироксеном	
62	Без названия	150	—	
63	То же	160	—	

Номер на схеме	Кратер	Высота подошвы конуса, м	Состав конуса	Год образования, объем продуктов и др.
64	Без названия	2040	Плагинобазальт	} Радиальный прорыв
65	То же	2060	»	
66	»	2060	»	
67	Слюнина	1520	Пироксен-оливиновый базальт	Признаки недавнего извержения
68	Вернадского	1500	Плагинобазальт	1956 г.; поток ~ 0,5 км, $V=0,002$ км ³ $E=0$
69	Былинкиной	950	Плагинобазальт с пироксеном	1951 г.; поток, 1 км, $V \approx 0,003$ км ³ , $E=25\%$
70	Белянкина	1350	Плагинобазальт	1953 г.; поток, около 6 км, $V=0,01$ км ³ $E \sim 20\%$
71—79	Прорыва	1800—2000	»	1966 г.; поток, 11 км, $V=0,1$ км ³ $E \approx 20\%$, $\eta=4,3 \times 10^6$ -7П, $T^\circ=1050^\circ$
	Пийпа			
80	Невидимка (Третий)	1160	»	1938 г.; поток, 0,25 км, $S=0,002$ км ³ $E \approx 37\%$
81	Без названия	200	—	
82	То же	320	—	
83	Холм	1070	Плагинобазальт	—
84	Дровяной	820	Плагинобазальт с оливином и пироксеном	—
85	Имени IV ВВС	3400—3600	Плагинобазальт с оливином	1974 г.; поток, ~2 км

рые характеристики датированных побочных извержений приведены в табл. 7.

Для лав побочных кратеров характерен состав плагинобазальтов, в которых варьирует соотношение вкрапленников плагиноклаза и цветных. Распространение оливин-пироксеновых базальтов ограничено преимущественно северо-восточным сектором вулкана.

Лавы относятся главным образом к типу глыбовых санторинских, реже к аа-лавам; во время извержений кратеров Билюкая и прорыва Пийпа наблюдалась смена обоих этих типов, соответственно изменился петрографический и минеральный состав лав [84, 53]. Глыбовые лавы, составляющие основной объем потоков, представлены плагинобазальтом, а волнистые, имеющие обычно крайне малый объем и появляющиеся вслед за глыбовыми, — оливин-пироксеновыми плагинобазальтами. В химическом составе последних увеличивается содержание MgO и CaO и уменьшается количество Al₂O₃ и щелочей.

Количественно-минеральный состав пород Ключевского вулкана (в %)

Таблица 7

Породы, номер образца, высота постройки	Вкрапленники					Основная масса	
	Pl	Ol	Clpx	Orx	Mt	Содержание	Структура (состав)
Лавы постройки выше 2000 м							
Оливин-плагиоклазовый базальт, 2756, 2200 м	I—17,2 II—6,2	3,3	—	—	0,1	73,2	Гиалопилитовая
Порфиридный микроделерит, 2756/1, 2500 м	I—27,1 II—42,3	0,9	26,9	1,5	1,3	—	Микроделеритовая
Плагиобазальт, 2756/2, 2600 м	I—7,4 II—2,3	3,9	—	—	—	68,4	Гиалопилитовая до тахилитовой
Гиперстен-плагиоклазовый базальт, 2756/3б, редкий обломок	27,7	—	2,1	7,2	—	63,0	Гиалопилитовая
Пироксен-плагиоклазовый базальт, 2756/3в, редкая глыба	22,4	0,3	10,2	—	0,1	66,9	Интерсертальная
Порфиридный микроделерит, 2756/3г, редкая глыба	16,3	3,2	2,7	е. з.	—	75,6	Микроделеритовая, трахитовидная (Pl, Px, Mt)
Плагиобазальт, 2756/4, 3200 м	II—20,0	3,8	—	—	—	76,3	Гиалопилитовая (Pl, тахилит)
Плагиобазальт, 2756/5, 4000 м	27,6	3,5	—	0,4	—	68,5	Интерсертальная (Pl, Px, Gl)
Оливин-пироксеновый плагиобазальт; 2756/6, 4300 м	25,0	3,2	6,2	—	—	65,6	Интерсертальная
Пироксеновый базальт; 2756/8, некк на кромке кратера, 4850 м	II—3,6	1,3	2,9	1,6	—	90,6	Гиалопилитовая. Стекло—тахилит
Пироксен-оливиновый плагиобазальт 1945 г., бомба [90]	22,7	4,5	5,4	0,4	1,2	65,8	Гиалопилитовая
Плагиобазальт, 2517. Шлак 1945 г., главный кратер	26,6	6,2	3,2	—	—	64,0	Гиалопилитовая, много стекла

Породы, номер образца, высота постройки	Вкрапленники					Основная масса	
	Pl	OI	Clpx	Orx	Mt	Содержание	Структура (состав)
То же, по Пийпу [90]	23,7	2,8	3,8	—	—	69,7	Гиалиновая, тахилитовая
Оливин-плагноклазовый базальт, 25176, резургентные обломки извержения 1945 г.	28,3	9,6	—	—	—	60,1	Микроделеритовая (Pl, Clpx, Mt)
Побочные кратеры							
Плагнобазальт, лавовый поток кратера Заварицкого 1945 г., начало излияния	32,5	3,5	2,6	—	—	61,4	—
То же, конец излияния	45,9	5,6	7,2	—	—	41,3	—
Плагнобазальт, 2757/1, кратер Апахончич, 1946 г.	28,9	2,7	0,2	—	0,2	68,4	Гиалопилитовая
Плагнобазальт, 2758, кратер Билской, 1938 г.	43,3	5,7	9,5	2,5	—	38,9	Гиалопилитовая до гиалиновой
Плагнобазальт, кратер Билской, начало излияния [125]	I—8,1 II—23,0	5,3	6,3	—	—	56,3	—
То же, конец излияния	34,3	6,0	8,6	—	—	51,1	—

Примечание. Здесь и далее в таблицах римскими цифрами обозначены генерации минералов-вкрапленников: I — фенокристаллы, II — суб-фенокристаллы или крупные микролиты.

Особенности извержений побочных кратеров обсуждались автором в специальной работе [37]. Установлено, что существенно взрывная деятельность последовательно сменяется эффузивной сверху вниз по образующей вулканического конуса. Интересно повторение $E \approx 100\%$ в терминальном кратере и в наиболее высоко расположенных кратерах латеральных извержений. Это связано, вероятно, с последовательным развешиванием извержения сначала в терминальном кратере и лишь после этого на склонах вулкана. Подобная последовательность характерна для большинства извержений. В соответствии с этим можно думать, что терминальное извержение подготавливает побочное, способствуя, по-видимому, образованию радиальных трещин. Этот вывод подтверждается геофизическими исследованиями [123], по данным которых средняя скорость продвижения магмы от центрального канала до верхней воронки прорыва Пийпа оценивается в 70 м/ч.

Выше уже отмечалось, что высота распространения большинства побочных кратеров, в том числе кратеров радиальных прорывов, ограничена изогипсами 2000—2200 м. Приблизительно на этих же уровнях располагается часть эпицентров землетрясений, предварявших извержение кратеров прорыва Пийпа в 1966 г. Эти данные позволяют говорить о сравнительно сложном механизме формирования радиальных трещин, когда последним предшествует образование конических трещин, по которым происходит просадка вулканического конуса, оконтуриваемого изогипсами 2000—2200 м. Конус проседает и вследствие давления этой массы на вмещающие породы в них возникают радиальные трещины. И. В. Лучицкий и П. Н. Бондаренко [67] провели моделирование полей напряжений над интрузивным куполом под нагрузкой. Ими установлен механизм взаимодействия конических и эллиптических трещин, действующих соответственно при расширении или сжатии интрузивной камеры. Точка приложения силы при формировании конических трещин по сейсмическим данным [123] располагается в 0—5 км ниже дневной поверхности в проекции вулканического канала. Давление, развивающееся в магме при формировании конических трещин, может превышать литостатическое на 1—2 кбар (по данным В. С. Попова и Н. Н. Перцева [94]).

Таким образом, в соответствии с предлагаемой моделью в течение подготовки к извержению и его хода мы должны наблюдать последовательную смену воздымания конуса его проседанием, сопровождающимся растрескиванием вмещающих толщ (ниже 2000 м) и выдавливанием магмы.

Петрография пород. Петрографические особенности вулканитов были изучены в основном по образцам пород исторических извержений. Наиболее полные их описания приводят А. Н. Заварицкий [46], С. И. Набоко [84] и Б. И. Пийп [90]. В. И. Влодавец и Б. И. Пийп [16] отмечают как основную пет-

рографическую особенность вулканитов уже упоминавшуюся смену парагенезисов минералов-вкрапленников базальтов от двупироксен-оливин-плаггиоклазовых (в терминальном кратере) до оливин-клинопироксеновых (в побочных кратерах). Эти авторы отмечают интересный факт присутствия самородного железа среди рудных частиц-базальтов. В. А. Вахрушев и Б. Н. Лапин [12] позднее установили наличие в описываемых базальтах каплевидных выделений сульфидов (пиротин + халькопирит + пентландит).

Количественно-минеральный состав пород конуса и побочных кратеров Ключевского вулкана приводится в табл. 7. Фенокристаллы в породах вулканов в основном представлены плаггиоклазом, оливином, клинопироксеном; оливин встречается чаще, чем клинопироксен. Ортопироксен более широко распространен в породах терминального кратера, чем в породах побочных кратеров. Структура основной массы от микродолимитовой, полнокристаллической до гнаиновой, при этом стекло обычно представлено тахилитом. Значительная засоренность стекла микролитами железистых минералов согласуется с их малым содержанием во вкрапленниках, т.е. железо накапливается в остаточной жидкости при кристаллизации, как это характерно для толентовой тенденции дифференциации.

Содержания основных компонентов пород кратеров прорыва Пийпа в течение латеральных извержений варьируют (см. табл. 7 и рис. 16). К концу извержений наблюдается некоторое увеличение количества цветных. В кратерах 1938 и 1945 гг. к концу извержений содержание плаггиоклаза в породах увеличилось; количество плаггиоклаза в породах кратеров 1966 г. изменяется более сложно, однако и здесь можно говорить о его возрастании в породах к концу I и II фаз извержений. Таким образом, некоторое увеличение количества кристаллической фазы в породах от начала к концу побочных извержений, по-видимому, является закономерностью.

Состав породообразующих минералов рассматривался автором ранее [37]. Здесь лишь сделаем некоторые выводы.

Плаггиоклаз терминальных пород обычно несколько более натровый (Ap_{68}), чем плаггиоклаз пород побочных извержений (Ap_{71}). В последних отмечается увеличение содержания альбита в плаггиоклазе к концу извержений. Оливин терминальных пород менее стабилен по составу и часто более магнезиален, чем оливин пород побочных кратеров, в которых магнезиальность оливина к концу извержения несколько увеличивается. Клинопироксен терминальных пород несколько более железистый. Кальциевые пироксены в породах побочных кратеров представлены шире, чем в породах терминального кратера. Отмечена тесная связь указанных вариаций состава минералов и их парагенезисов с активностью извержений и с вариациями коэффициента эксплозивности.

Петрохимия пород. Петрохимические особенности пород Ключевского вулкана рассматривались С. И. Набоко [82—84] и Э.Н. Эрлихом [140, 141]. При составлении петрохимических диаграмм для пород вулканов использованы опубликованные данные [89] и новые анализы (см. прилож. 1). На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 17) поле точек пород Ключевского вулкана образует почти линейные ряды, для которых

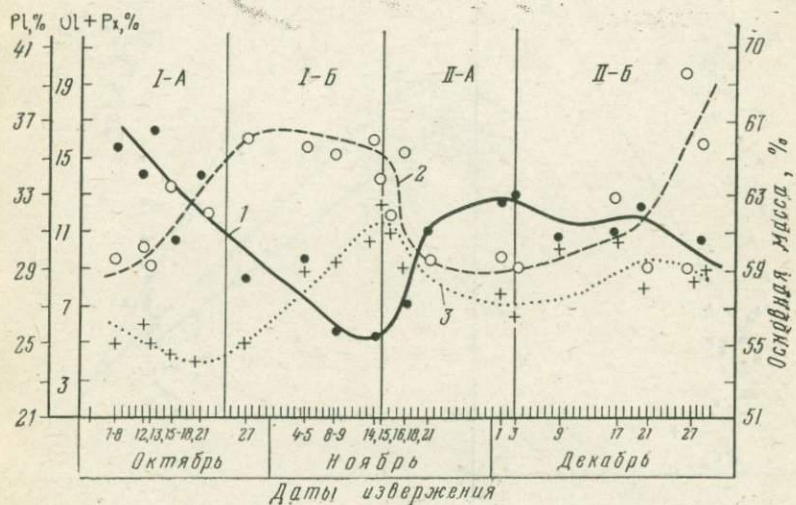


Рис. 16. Вариации количественно-минерального состава пород прорыва Пийпа. По И. Т. Кирсанову и А. А. Важеевской
1 — основная масса; 2 — плагиоклаз; 3 — цветные минералы. I и II — фазы извержения: А — кульминационные стадии, усиление деятельности, Б — ослабление деятельности

характерно увеличение щелочности (а) и анортитового компонента (с) с уменьшением основности пород.

Диаграмма АФМ показывает, что с уменьшением основности пород увеличивается содержание в них суммы окислов железа (рис. 18). Распределение точек на этой диаграмме в целом характеризует толентовое направление дифференциации. Ближе к углу М диаграммы располагаются точки пород побочных кратеров, в особенности пород кратеров низкого гипсометрического уровня (ареальной принадлежности?).

Последние характеризуются низкой суммой $Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$ (рис. 19). На примере извержения 1937—1938 гг. С. И. Набоко [83] показала, что породы терминального кратера по сравнению с породами побочных извержений обогащены SiO_2 , Al_2O_3 и железом и обеднены CaO и MgO , при этом изменение содержания этих окислов снизу вверх по пунктам извержений имеет характер закономерности.

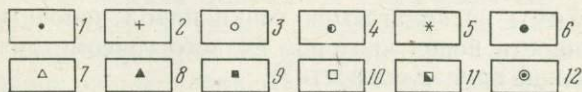
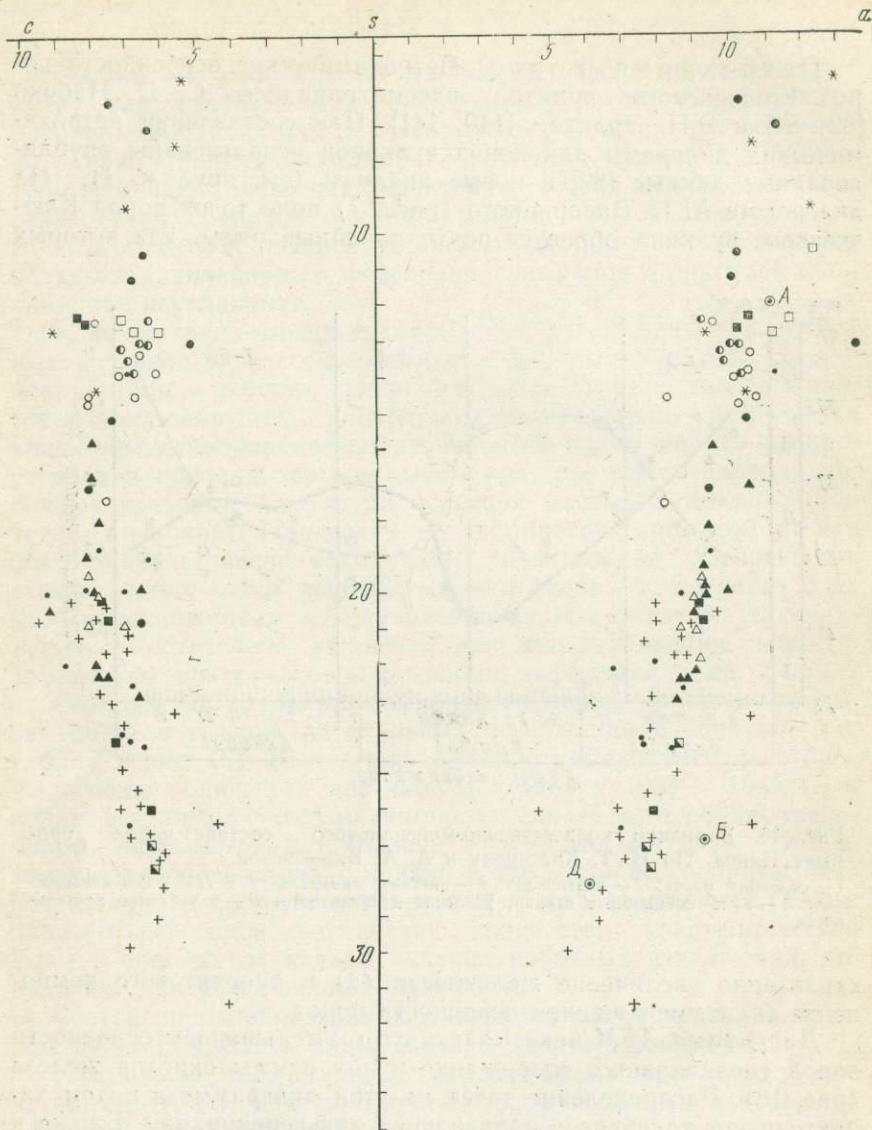


Рис. 17. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород вулканов Ключевского, Камень и Безымянного.

Породы: 1 — терминальных извержений и 2 — побочных кратеров Ключевского вулкана; 3 — лавы и 4 — латеральные купола вулкана Безымянного; 5 — экструзии Плотины; 6 — столбовидные ареальные экструзии (Кулич, Кулиса, Седло и др.); 7 — лавовый пьедестал вулкана Камень; 8 — стратовулкан Камень; 9 — дайки и 10 — экструзии; 11 — лавы долины Паразитов; 12 — средний состав пород по Р. Дэли (А — андезит, Б — базальт, Д — долерит)

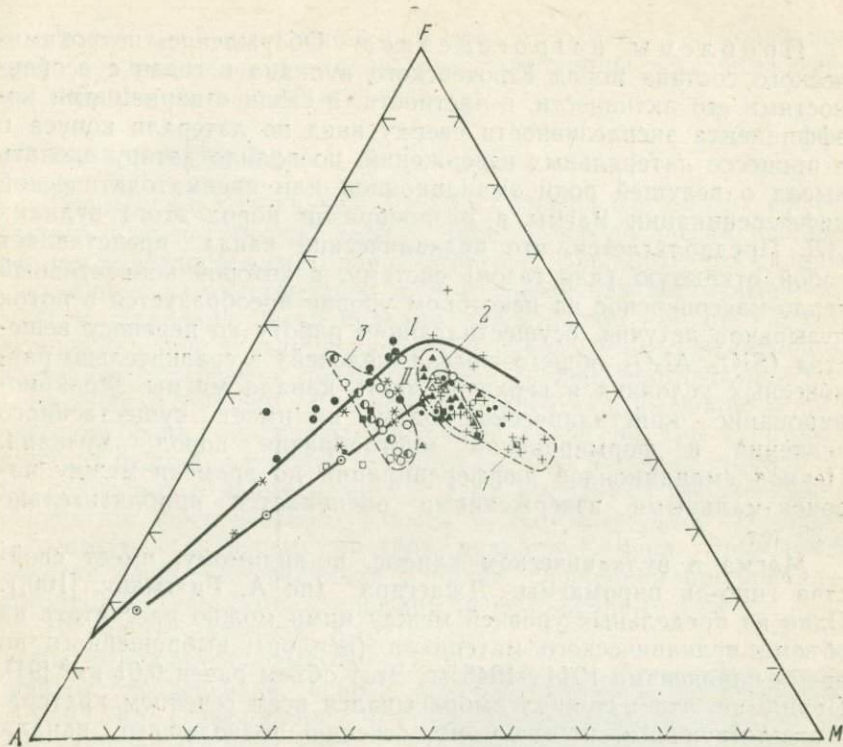


Рис. 18. Диаграмма AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$) для пород вулканов Ключевского (1), Камень (2) и Безымянного (3).
 Условные знаки см. рис. 17. Жирная линия — эволюция известково-щелочных пород, по Р. Дэли. I и II — поля пород гиперстеновой и пикрофиллитовой серий, по Х. Куно

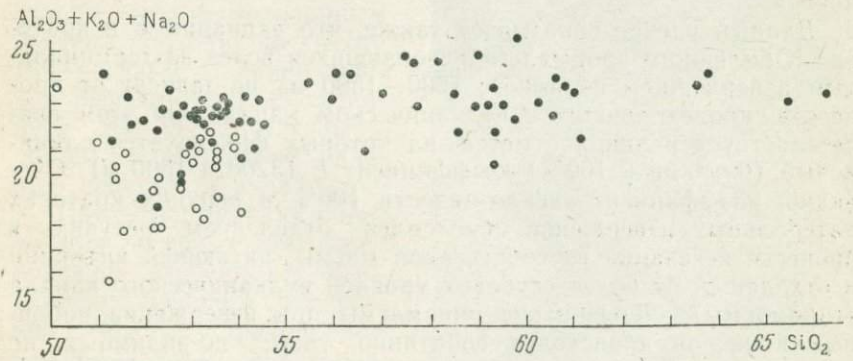


Рис. 19. Диаграмма $\text{alkal} - \text{SiO}_2$ для пород вулканов Ключевского, Камень и Безымянного.
 Светлые кружки отвечают породам побочных кратеров Ключевского вулкана и долины Паразитов вулкана Камень, темные кружки — преимущественно породам терминальных извержений

Проблемы петрогенезиса. Обсуждение петрохимического состава пород Ключевского вулкана в связи с особенностями его активности, в частности, в связи с вариациями коэффициента эксплозивности сверху вниз по латерали конуса и в процессе латеральных извержений, позволило автору сделать вывод о ведущей роли эманационной или пневматолитической дифференциации магмы в разнообразии пород этого вулкана [37]. Предполагается, что вулканический канал представляет собой открытую (для газов) систему, в которой конвективный тепло-массоперенос на некотором уровне преобразуется в поток пузырьков летучих, осуществляющих работу по переносу вещества (SiO_2 , Al_2O_3 , общего железа щелочей) в сравнительно равновесных условиях в верхнюю часть канала магмы. Фракционирование кристаллической фазы не имеет существенного значения в формировании многообразия пород вулкана. Период эманационной дифференциации по времени между пароксизмальными извержениями оценивается приблизительно в 25 лет.

Магма в вулканическом канале, по-видимому, имеет свойства гипо- и пироматмы Джаггара (по А. Риттману, [100]). Один из предельных уровней между ними можно рассчитать из объема вулканического материала (пеплов), выброшенного во время пароксизма 1944—1945 гг. Этот объем равен $0,61 \text{ км}^3$ [91]. Принимая, что материал выбрасывался всем сечением кратера, соответствующим, по-видимому, сечению подводящего канала магмы, получим наибольшую глубину, с которой подавался материал. Она составляет 1 км при диаметре кратера 0,6 км или 1,5 км при диаметре кратера 0,5 км. Это отвечает абсолютным отметкам 3750 или 3250 м (нижняя граница пироматмы), т. е. весь выброшенный материал находился в теле вулканического конуса.

Данный расчет показывает также, что вариации E в кратерах Юбилейного прорыва (образовавшихся вслед за терминальным извержением на высоте 1200—1500 м) не зависят от процессов, происходивших в вулканическом канале. Об этом свидетельствует разница отметок, на которых фиксируется одинаковый (близкий к 100%) коэффициент E (3200 и 1500 м). Очевидно, коэффициент эксплозивности 100% в верхних кратерах латеральных извержений обусловлен отделением летучих в процессе дегазации их собственной магмы, питающей инъекции и отходящей от более глубоких уровней вулканического канала (гипоматмы). Образование пироматмы при извержении побочных кратеров происходит спонтанно, газы, по-видимому, не успевают придти в равновесие с вмещающей их магмой и выносятся содержащиеся в них пневматофильные соединения в атмосферу. Поэтому отделение летучих существенно не влияет на состав магмы. Таким образом, в целом состав инъекции отражает состав магмы в месте отщепления побочной инъекции,

т. е. в вулканическом канале, в соответствии с той зональностью, которая сформировалась при равновесной дегазации магмы через терминальный кратер.

§ 4. ВУЛКАН КАМЕНЬ

Геоморфология и геологическое строение. Вулкан Камень высотой 4585 м имеет морфологически неоднородное и резко асимметричное строение. Западные его склоны опускаются до отметки 1600 м, в то время как восточные — до 1000 м. Западная часть вулкана представляет собой крутосклонный конус с выположенным и расчлененным основанием, восточная обрывается почти отвесной скалой, достигающей высоты 2300 м (рис. 20). Два коротких хребтика, имеющие форму отвесных скал, разделяют восточный склон на три огромных цирка. Средний, наиболее крупный из них, имеет в плане форму полуовала с диаметрами 2,7 и 1,2 км. Цирки образованы в результате фреатического взрыва и сопутствующих обвалов. С востока к скальным обрывам вулкана Камень примыкает пологая слабо всхолмленная равнина, сложенная пролювиально-пироклиститическими и взрывными отложениями [35].

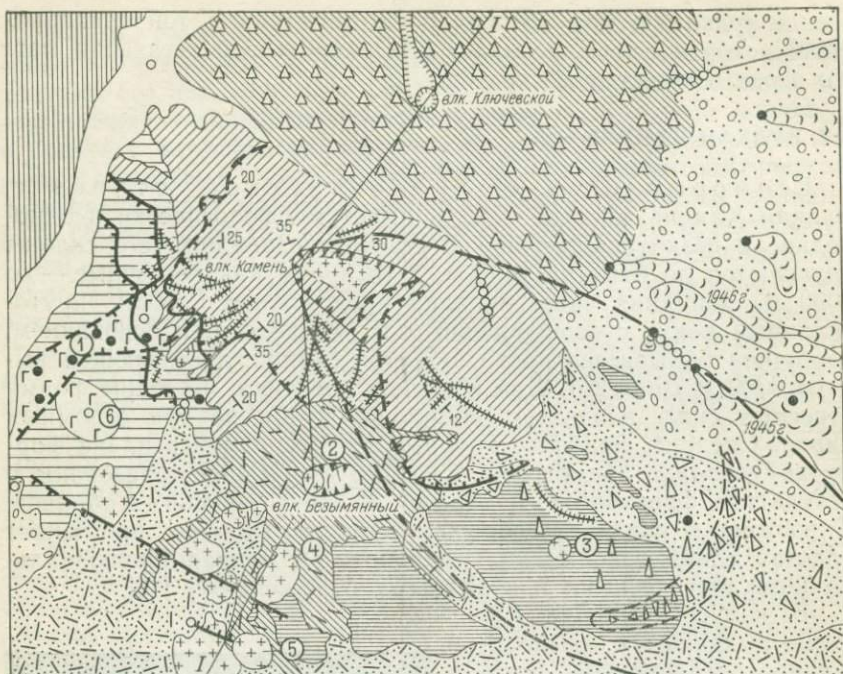
В конусе вулкана Камень выделяются выположенное расчлененное основание, или пьедестал, и насаженный на него крутосклонный конус, сохранивший в своих западной и северо-западной частях первично-аккумулятивный рельеф. Граница между пьедесталом и крутосклонным конусом проходит на высоте 1600—2500 м. Падение склонов пьедестала 5—8°, а конуса 25—35°. Эти углы в общем соответствуют падению склонов вулканитов.

Пьедестал вулкана образовался во время, предшествовавшее второй фазе позднеплейстоценового оледенения (Q_3^{2-3}), стратовулкан сформировался преимущественно в голоцене (Q_4).

Вулканогенно-пролювиальная толща пьедестала несколько моложе лавовых



Рис. 20. Воронка взрыва вулкана Камень. Вид с верховьев р. Сухой Хапицы. Фото Н. Смелова (июль).



Разрез по линии I-I

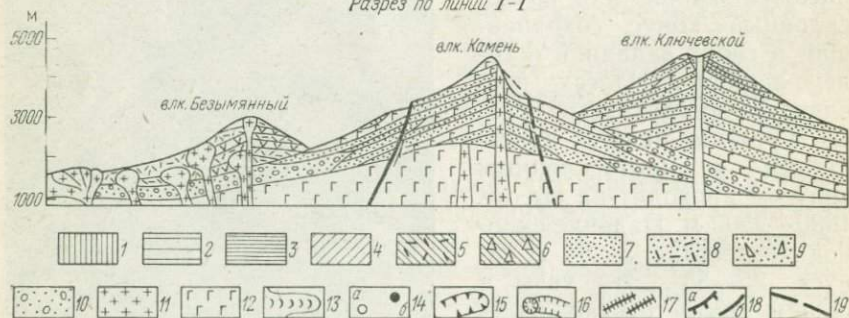


Рис. 21. Схема геологического строения вулкана Камень и его окрестностей. 1 — нерасчлененные вулканогенные образования Плоских сопок Q_1-Q_4 ; 2 — пьедестал вулкана Камень, Q_3^3 (базальты, андезитобазальты); 3 — вулканогенно-пролювиальная толща Q_3^3 (андезитобазальты); 4 — стратовулкан Камень, Q_4^{1-2} (андезиты, базальты, андезитобазальты); 5 — стратовулкан Безымянный, Q_4^{2-3} (андезиты); 6 — стратовулкан Ключевской, Q_4 (плагриобазальты); 7 — пирокластика базальтов (в разрезе); 8 — пирокластические равнины вулкана Безымянного (андезиты); 9 — отложения направленного взрыва вулкана Камень (базальты, андезитобазальты, андезиты); 10 — вулканогенно-пролювиальные отложения подножий вулканов; 11 — экструзии, Q_4 ; 12 — породы долины Паразитов (базальты); 13 — лавы побочных кратеров Ключевского вулкана (указан год излияния); 14 — центры побочных извержений (а — шлаковый конус, б — то же, с лаво-

толщ его западной части, поскольку обломки последней встречаются в породах первой. Окончание активной деятельности стратовулкана условно относится к среднему голоцену. Фреатический взрыв датируется VI—XI в.н.э. (см. § 1).

На склонах вулкана Камень в позднем голоцене проявилась побочная вулканическая деятельность, сформировавшая многочисленные шлако-лавовые конусы. Побочный конус Квасова (Коричневый) расположен на западном отроге вулкана Камень на высоте 2000 м. На вершине конуса сохранилось кратерное углубление. Высота конуса 70 м, диаметр его основания 700—800 м.

Наиболее широко лавовые потоки и шлаковые конусы (всего их около 20) развиты в долине Паразитов (см. рис. 8); единичные кратеры встречаются на южных и восточных склонах вулкана. Лавовые потоки имеют значительную длину при небольшой мощности и низкой пористости (соответственно 8,5—10,5 км и 2—4,5 м). Ширина потоков 5—200 м. Потоки относятся к типу аа-лав.

У юго-западного подножия вулкана Камень расположена столообразная экструзия Кулич. Хотя морфологически этот купол тесно связан с вулканом, образовался он в результате ареальной деятельности (см. § 5).

На геологической схеме выделены лавовый пьедестал вулкана Камень, вулканогенно-пролювиальная толща и собственно стратовулкан (рис. 21). Лавовый пьедестал (Q_3^{2-3}) образован монотонными потоками, падающими к западу и юго-западу от вершины под углами 5—8°. Коэффициент эксплозивности E не более 15%. Средняя мощность потоков 10—15 м, некоторых до 20 м. Подошва щитового вулкана в разрезах не фиксируется и предполагается на уровне 1200—1400 м. Максимальная мощность пород пьедестала 1100—1300 м. Лавы основания вулкана Камень отвечают оливин-пироксеновым и, в меньшей мере, пироксен-оливиновым долеритоподобным андезито-базальтам и базальтам. Заметные порфиновые вкрапленники в лавах представлены пироксеном и оливином; преобладает обычно пироксен, но встречаются они и в обратных или равных соотношениях. Вкрапленники присутствуют в виде отдельных крупных кристаллов (до 4—5 мм), или в виде сегрегаций мелких зерен; последнее особенно характерно для оливина. Оливин и ортопироксен нередко сочетаются в друзитовых структурах, при этом ортопироксен обволакивает отдельные зерна или скопле-

вям потоком); 15 — воронки взрыва; 16 — рывина Ключевского вулкана (1945 г.); 17 — дайки; 18 — разломы (a — со смещением, b — без смещения); 19 — контур отложений направленного взрыва вулкана Камень (прерывистым контуром показано скопление отложений в районе глыбы Амбон); Белое — ледники Вулканические образования (цифры в кружках): 1 — долина Паразитов; купола: 2 — Новый, 3 — Крошка, 4 — Лохматый, 5 — Экспедиции, 6 — кратер Квасова

ния зерен оливина. Количество вкрапленников цветных минералов колеблется от долей — одного процента до 15—17%, в большинстве пород их обычно меньше, чем вкрапленников плагиоклаза. Основная масса имеет криптокристаллическую структуру с переходами в отдельных участках и гналопилитовой и интерсертальной, нередко микропойкилитовую.

На высоте около 2100 м лавовый пьедестал прорван экструзией, являющейся частью нескрытого тела, закупоривающего жерло правулкана. Породы экструзии — роговообманковые андезиты с иголочками роговой обманки 2×5 мм и меньше. Субфенокристаллы представлены главным образом плагиоклазом (доли миллиметра). Основная масса андезита (при большом увеличении) близка к аллотриоморфнозернистой; в ней присутствуют гиперстен и апатит, единичные зерна гематита.

Вулканогенно-пролювиальная толща (Q_3^3) распространена в юго-восточном секторе вулкана. Падение образований толщи на периферии 5—8°, ближе к вершине (в 7 км) 12—20° по периклинали от предполагаемой вершины правулкана. Разрез толщи представлен пролювиальными отложениями (правый борт р. Сухой Хапицы) или ими же с небольшим содержанием лав (правый борт ручья Лавинного)*. В указанных местах разрезы вскрыты на высоту 200—300 м. Пролувиальные отложения составляют типичный парагенезис фаций высокого подножия вулканического конуса и в соответствии с этим можно думать, что ассоциирующие с ними лавы связаны с древней побочной деятельностью вулкана Камень. Последнее подтверждается также наличием даек в вулканогенно-пролювиальной толще (р. Сухая Хапица). Ближе к вершине вулкана в разрезе толщи увеличивается содержание вулканитов, и в районе левых верхних притоков р. Сухой Хапицы можно наблюдать существенно лавовые разрезы мощностью 20—25 м (с мощностью отдельных потоков 0,7—2,5 м). В этих разрезах встречены горизонты ксенотуфов (до 2 м). Состав обломков пролювиальных отложений в рассматриваемой толще близок или аналогичен составу пород лавового пьедестала.

Стратовулкан Камень (Q_4) сложен переслаивающимися лавами и пирокластами и экструзивными образованиями (дайки, экструзии). Современная вершина стратовулкана с остатками кратера располагается приблизительно в 1 км к востоку от реконструированной вершины правулкана (пьедестала). Так же, как и правулкан, стратовулкан обладает неоднородным строением; его западная часть существенно лавовая ($E \approx 35-40\%$), а восточная — преимущественно пирокластическая ($E \approx 80-90\%$), кроме того, наблюдается некоторое общее понижение

* Ручьем Лавинным назван временный поток, вытекающий из соммы вулкана Безымянного.

коэффициента explosивности в средних и верхних частях разреза. Максимальная мощность отложений 2200—2300 м.

Наиболее древние отложения стратовулкана распространены в верховьях рек Сухой Хапицы и Голубельной, у основания огромных скал вулкана Камень. Отложения представлены грубыми ксенотуфами, главным образом литокластическими. Мощность отдельных слоев ксенотуфов указывают на плинианский тип извержений. Состав обломков и собственно вещества туфа (бомб, лапиллей, шлаков) одинаков: это оливин-пироксеновые, пироксеновые, порфиновые или субафирные андезиты-базальты с гналопилитовой основной массой.

В описываемом районе в низах разреза присутствует пачка лав небольшой мощности (15—20 м), хорошо вскрытая в каньоне, начинающемся на перевале между вулканами Камень и Безмянным. Лавы тонкие (2—3 м мощности), со столбчатой, глыбовой или плитчатой отдельностью. Это оливин-пироксеновые и оливин-плаггиоклазовые базальты с интерсертальной основной массой. Среди них изредка встречаются лавы пироксенороговообманковых андезитов, возможно, являющиеся межплатовыми дайками. Но даже если это предположение правильно, указанные дайки являются сравнительно древними образованиями, так как пересекаются более молодыми дайками андезитов существенно иного строения.

Разрезы восточных скал вулкана Камень недоступны для непосредственного наблюдения. О них можно судить по разрезам крупных глыб, присутствующих среди отложений направленного взрыва. В большинстве своем породы глыб (туфов) представлены оливин-пироксеновыми базальтами или андезито-базальтами с плагиоклазом. Реже встречаются афирные породы, слагающие главным образом лавовые потоки. Наконец, необходимо сказать о присутствии среди отложений направленного взрыва слабо измененных полнокристаллических пород, являющихся, по-видимому, обломками жерловой фации вулканитов. Они имеют состав порфировидных или афанитовых микроделеритов; вкрапленники представлены оливином и пироксеном, микрокристаллическая масса — плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, рудным. Оливин в этих породах обычно замещен хлоритом, гематитом или обоими этими минералами вместе. Вторичные минералы, кроме того, представлены карбонатом, эпидотом, опалом, широко распространено ожелезнение.

На западных склонах стратовулкана разрез начинается с лавовых потоков оливин-пироксеновых или авгитовых базальтов, кроющих древнюю экструзию пьедестала. Несколько более поздние образования вскрыты в северо-западном секторе, в разрезах, абрадируемых ледником Богдановича. Они представлены двупироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми порфирами и редко афирными лавами мощностью от 0,3—0,5

Количественно-минеральный состав базальтов стратовулкана Камень (в %)

Высота, м	Номер образца	Вкрапленники					Основная масса	
		Pl	OI	Clpx	Orx	Mt	Содержание	Структура (состав)
3100	1060	$\frac{45,7}{\text{Ап}_{64-75}}$	1,8	1,2	1,3	1,0	48,9	Интерсертальная (Gl, Pl, Clpx, Mt)
3300	1061-1	$\frac{23,7}{\text{Ап}_{55-65}}$	—	$\frac{2,0}{56-57^{\circ}}$	$\frac{5,5}{\text{Fs}_{21-26}}$	0,7	68,1	Гиалопилитовая (Pl, Gl)
3500	1060-2	$\frac{26,3}{\text{Ап}_{59-79}}$	1	—	$\frac{2,4}{\text{Fs}_{23}}$	1,8	68,5	(Pl, Orx, Mt, Gl)
3800	1060-4	$\frac{46,4}{\text{Ап}_{54-83}}$	0,7	—	2,6	2,2	48,1	Микродолеритовая (Pl, Orx, Mt)
3850	1060-5	$\frac{27,8}{\text{Ап}_{50-83}}$	1,8	—	2,4	1	67	Гиалопилитовая (Pl, Gl)

3900	1060-6	$\frac{21,4}{\text{Ап}_{51-83}}$	2,7	$\frac{17,3}{55-57^\circ}$	3	1,6	54,0	(Pl, Clpx, Mt, Gl)
4000	1060-7	$\frac{42,6}{\text{Ап}_{57-73}}$	—	—	$\frac{3,5}{\text{Fs}_{23}}$	0,6	53,3	(Pl, Clpx, Оpx, Mt, Gl)
4100	1060-8	$\frac{27,1}{\text{Ап}_{65-70}}$	—	$\frac{7,8}{55-58^\circ}$	4,1	1,3	59,6	(Pl, Clpx, Оpx, Mt)
4200	1060-9	$\frac{22}{\text{Ап}_{60-83}}$	$\frac{2,7}{\text{Fa}_{35}}$	$\frac{0,5}{60-62^\circ}$	—	0,4	74,4	Гиалопилитовая (Gl, Pl, Clpx)
4350	1060-10	$\frac{27,3}{\text{Ап}_{59-83}}$	—	$\frac{1,6}{61-60^\circ}$	1,9	1,3	67,9	(Pl, Clpx, Mt, Gl)

Примечание. В числителе — содержание, в знаменателе — состав минерала (для Clpx — угол $+2 V$).

до 2,5 м. Характеристика типичных лав верхней части разреза стратовулкана (выше 3000 м) приводится в табл. 8. Эти лавы имеют несколько большую мощность, чем лавы, описанные ранее (от 1—1,5 до 5—7 м), но относятся также к подвижным шлакоглыбовым (или «аа») лавам. Состав их отвечает плагиоклазовым базальтам, андезито-базальтам, содержащим небольшое количество вкрапленников пироксена и оливина. Меньше, чем плагиобазальты, распространены афанитовые разности тех же лав и двупироксеновые андезито-базальты с подчиненным количеством плагиоклаза во вкрапленниках.

Вершинная экструзия стратовулкана выделяется по наличию обломков роговообманковых андезитов в свалах ледников, начинающихся у подножия восточных скал, и в отложениях направленного взрыва, а также по визуальным признакам. На поверхность эта экструзия во время своего образования, по-видимому, не выходила. Во всяком случае, на вершинном гребне выходов ее не обнаружено.

Андезиты имеют эвпорфировую структуру, обусловленную присутствием крупных (до 1 см) игольчатых выделений роговой обманки. Кроме роговой обманки, во вкрапленниках содержится плагиоклаз и немного ортопироксена. Основная масса микролитовая, криптокристаллитовая или микродиабазовая, слабохлоритизированная. Роговая обманка в андезитах двух видов: зеленая и бурая, базальтическая. Интересно, что первая присутствует лишь в андезитах, выброшенных в горячем состоянии и, вероятно, являющихся ювенильным материалом направленного взрыва [35].

Дайки распространены чрезвычайно широко. На геологической схеме (см. рис. 21) показаны лишь наиболее крупные из них. Протяженность их 3—4 км, мощность варьирует от 0,4 до 5 м, составляя в среднем 2—2,5 м. Преобладают однократные дайки. Среди даек могут быть выделены радиальные, поперечные (субкольцевые) и дайки, связанные с формированием вулканотектонического горста вершины. Последние распространены преимущественно на юго-восточном склоне вулкана Камень.

Возраст даек соответствует заключительной фазе деятельности вулкана, т.е. вероятно, он средне- или позднеголоценовый. И только для даек, развитых в вулканогенно-пролювиальной толще, он более древний. Большое количество даек вскрыто в каньоне р. Сухой Хапицы, у перевала вулкан Камень — вулкан Безымянный. Здесь можно наблюдать соотношения разновременных даек, указывающие, в частности, на более молодой возраст радиальных даек.

По составу могут быть выделены три типа даек: гиперстен-плагиоклазового андезита, оливин-пироксенового базальта и оливин-пироксен-плагиоклазовых андезито-базальтов. Наиболее многочисленна последняя группа. Состав дайки не обнаружи-

вает какой-либо зависимости от их положения или структурного типа. Возможно, дайки гиперстен-плагиоклазовых андезитов являются сравнительно молодыми и генетически связаны с вершинной экструзией, поскольку и те и другие имеют близкий химический состав.

Отложения направленного взрыва, занимающие междуречье Сухая Хапицы — Голубельная, имеют пологую, слабо всхолмленную поверхность, над которой сравнительно равномерно выступают огромные глыбы туфобрекчий. Размер глыб в поперечнике обычно 5—10 м, иногда встречаются и более крупные. Так, поперечник известной глыбы Амбон в районе среднего течения р. Сухой Хапицы равен 50 м, высота ее 15 м, а объем, по расчетам Б. И. Пийпа [90], 16 000 м³. Очертания глыб резкие, остроугольные.

Особенно важно отметить присутствие маломощных отложений и крупных глыб на высоких юго-восточных отрогах вулкана Камень, справа от р. Сухой Хапицы. В ряде случаев на участках большого откоса отложения, по-видимому, были обрушены на дно и к устьям долин, где сформировали конусы выноса мощностью до 5—7 м, например отложения бывшего оз. Желтого. На высоте 800—1000 м в 12—14 км от вершины вулкана Камень наблюдается максимальное скопление глыб, ниже этого уровня их число уменьшается.

На высоте около 800 м несколько изменяется характер поверхности отложений: если выше этого уровня она ровная, столообразная, то ниже него становится холмисто-грядовой. Столообразная поверхность обрывается двумя короткими 10—15-метровыми извилистыми участками. Глыба Амбон венчает один из них.

Холмисто-грядовая поверхность сочетает в себе элементы поверхностей ледникового и взрывного генезиса. Реликты ледникового рельефа представлены несколькими дугообразными протяженными (до 1,5 км) прерывистыми грядами, напоминающими гряды конечных и боковых морен. Высота гряд 15—25 м, углы откосов 20—27°. Короткие гряды разделены узкими котловинками-бороздами, ориентированными в общем направлении с северо-запада на юго-восток, вдоль направления взрыва. Влияние отложений направленного взрыва вулкана Камень на поверхность морены сказалось прежде всего в заполнении котловин и общем выравнивании рельефа. Кроме того, на высоте около 800 м, несколько ниже Амбона, и в районе среднего течения р. Ключа Тундрового образовался холмистый рельеф, во многом аналогичный кекурнику взрыва вулкана Безымянного в 1956 г. Холмы представляют собой хаотическое нагромождение угловатых крупных и мелких глыб, щебня, песка; крупные глыбы обычно являются их ядрами. Высота холмов 5—7 м, некоторых до 15 м, диаметр до 10 м.

Наконец, следует отметить присутствие глыб такого же облика и состава, как и в основной массе взрывных отложений, на значительном удалении от вулкана (в 35—40 км) по рекам Сухой Хапице и Большой Хапице, вероятно перемещенных сюда мощными лахарами.

Таким образом, общей характерной особенностью рельефа отложений направленного взрыва вулкана Камень в тех участках, где эти отложения заполняют отрицательные формы и мощность их значительна, является его пологонаклонная ровная поверхность. На высоких участках взрывные отложения формируют маломощный чехол, повторяющий очертания погребенного рельефа, или образуют конусы выноса с характерным для них рельефом. Холмистые участки взрывных отложений (кекурник взрыва) отличаются от холмисто-котловинного рельефа морен ровной базовой поверхностью.

Описываемые отложения образованы плохо сцементированным или совсем рыхлым глыбово-щебнистым материалом с глинисто-супесчаным заполнителем. Ориентировочный объем глыб составляет 5—7% от общего объема отложений. Глыбы меньшего размера (более 10 см), также неокатанные, составляют 35—40% объема. В отложениях направленного взрыва вулкана Камень отсутствует какая-либо сортировка или слоистость.

Таким образом, общим характерным признаком описанных взрывных отложений является хаотическая структура, позволяющая отличать их от ледниковых отложений, содержащих линзы слоистости и незначительное количество окатанного материала. В виде дополнительного фактора может быть использован механический состав заполнителя: в отложениях направленного взрыва он более глинистый. Основная площадь отложений направленного взрыва между реками Сухой Хапицей, Ключем Тундровым и Голубельной составляет около 44 км².

Отложения достигают максимальной мощности (до 35—50 м) вдоль верхнего и среднего течения р. Сухой Хапицы и некоторых участков р. Ключ Тундровый: по направлению к р. Голубельной они выклиниваются до 5—7 м. Средняя мощность основной массы отложений принята в 25 м.

Неполный объем отложений направленного взрыва, судя по указанным площадям и средней мощности, равен 1,1 км³. Для контроля был подсчитан объем центрального цирка (воронки взрыва) на восточном склоне вулкана Камень. Он может быть рассчитан как объем $\frac{1}{9}$ части правильного конуса высотой 3 км и диаметром 5 км и составит 2,2 км³. Поскольку на формирование цирка оказали влияние, вероятно, также процессы вулканотектоники и обвалы, а полная площадь распространения отложений взрыва не устанавливается, за истинный объем отложений взята средняя величина (1,6 км³).

Значительный объем отложений направленного взрыва ($1,6 \text{ км}^3$) и то, что они состоят из старых пород с крайне низким содержанием проблематичных ювенильных отложений (не более 3%), характеризуют взрыв как фреатический.

Побочная деятельность вулкана сосредоточена в основном в долине Паразитов. Суммарная мощность вулкаников здесь 20—25 м. По составу лавы относятся к базальтам. Среди них выделяются резко порфиоровые разности с вкрапленниками (до 2—3 мм) пироксена и оливина, редко плагиоклаза, и ливы, близкие по строению к афанитовым. Типично афанитовыми по структуре являются породы кратера Квасова.

Петрография пород. Основные типы пород вулкана Камень обладают сходными парагенезисами минералов вкрапленников и основной массы. Однако в последней отсутствуют оливин и роговая обманка (см. табл. 8 и 9). Всем породам свойственна высокая степень кристалличности; ряд пород можно отнести к полнокристаллическим: микрокристаллический роговообманковый андезит (обр. 540) и порфиرويدный микроделерит (обр. 532a/2). Присутствующее в породах в интерстициях между главными минералами небольшое количество кварца (с кислыми плагиоклазами) или кварц-полевошпатового агрегата, очевидно, является критерием того предельного количества кислого материала, который мог образоваться при дифференциации базальтовой магмы, соответствующей по составу рассматриваемым породам.

В большинстве пород основным минералом является плагиоклаз. Он встречается в фенокристаллах и микролитах. Фенокристаллы имеют размеры от 2,5 до 0,2—0,3 мм, переход их к микролитам (по размерам) постепенный. Плагиоклаз образует отдельные выделения и сростки крестообразной или неправильной формы, часто встречаются его сростки с цветными в микровключениях. Очертания идиоморфные или неровные, обычные обломанные кристаллы. Состав плагиоклаза различных (рис. 22; табл. 10). Наиболее часто встречается An_{60-68} , содержащий значительное количество включений стекла и являющийся в ряде случаев ядром зональных кристаллов. То же касается и сравнительно редких более основных плагиоклазов ($\text{An}_{70, 71, 80-83}$), Левая часть гистограммы (см. рис. 22) представлена плагиоклазами микролитов. Интересно отметить присутствие плагиоклазов состава An_{45-50} также и среди крупных выделений — в этом случае они являются более кислыми, чем микролиты, что, по-видимому, связано с их ксеногенностью. Фенокристаллы плагиоклаза в андезитах имеют состав An_{45-55} . В андезито-базальтах и базальтах пьедестала и стратовулкана (включая и дайки), несмотря на преобладание An_{60-68} , вариации состава плагиоклаза практически соответствуют всему диапазону составов; более того, весь набор плагиоклазов (45—83% An) часто присутствует в одном шлифе. Для плагиоклазов

Количественно-минеральный состав

Породы, номер образца	Вкраплен	
	Pl	Ol
Оливин-плагноклазовый базальт, 1626	26,0 Ап ₆₈₋₆₃	9,3 Fa ₁₂₋₁₅ -I; Fa ₂₅₋₃₀ -II
Двупироксен-плагноклазовый андезит-базальт, 1626	31,0 Ап ₆₂₋₆₅	0,6
Авгит-плагноклазовый андезит-базальт, 2816	40,3	1,1 Fa ₁₃
Пироксен-оливин-плагноклазовый базальт, 2816	37,3 Ап ₆₅ -I; Ап ₅₇ -II	3,5 Fa ₂₂
Плагноклазовый андезит-базальт (среднее из 10)	31,0	1,1
Оливин-пироксеновый базальт, 139а	4,2 Ап ₆₅₋₇₁ -I; Ап ₅₈ -II	4,0 Fa ₂₃
Гиперстен-плагноклазовый андезит, 139г	16,6	—
Пироксен-роговообманковый андезит, 138/64	22,9	0,5
Роговообманковый андезит, 163	27,0 (I), 12,0 (II)	—
Роговообманковый андезит микрокристаллический, 540	86,8 Ап ₆₈₋₈₃ -I; Ап ₄₆₋₅₅ -II; Ап ₂₂₋₂₄ -III	—

пород вулкана Камень (в %)

ники ¹	Основная масса				Преимущественное развитие	
	Clpx	Orx	Amf	Mt		Содержание
3,5 55-57°	1,1 Fs ₂₀₋₂₃	—	0,9	59,2	Криптозернистая	Лавовое основание, стратовулкан
4,4	7 Fs ₁₈₋₂₁	—	1,8	55,2	Микроделеритовая (Clpx, Mt, Pl)	Лавовое основание
6,1 56°	0,7 Fs ₂₂	—	1,1	50,7	Интерсертальная (Pl, Clpx, Gl)	То же
3,8 55-58°	0,4	—	2,3	52,7	Микроделеритовая (Pl, Clpx, Mt)	Лавовое основание, стратовулкан
3,0	2,7	—	1,2	61,0	Гиалопилитовая, интерсертальная, микроделеритовая	Стратовулкан
8,6 50-55°	6,2	—	—	83	Интерсертальная (Pl, Clpx, Mt, Gl)	Дайки, лавы долины Паразитов
—	4,8 Fs ₁₈	—	1,5	77,1	Микролитовая (Pl, Mt, Clpx, Gl)	Дайки, лавы стратовулкана
1,3	1,2 Fs ₁₈	0,9	0,3	72,9	Криптокристаллическая	Лавы стратовулкана
—	0,8 Fs ₁₈	5,7 (бурая)	1,5	53,0	Гиалопилитовая (Pl, Orx, Mt, Gl)	Экструзии
1,7 Qw	2,3 Fs ₂₃₋₂₇	7,4 (зеленая)	1,8	—	Аллотриоморфнозернистая	Вершинная экструзия

Породы, номер образца	Вкраплен	
	Pt	Ot
Порфиroidный микро- долерит, 532a/2	9,5	10,2

Примечания: 1. В числителе — содержание, в знаменателе — состав минерала (для 4,2% Mt, 4% Ap, а также 2,7% кварц-полевошпатового агрегата).

обычны сложные полисинтетические двойники. Частота встречаемости различных законов двойникования показана в табл. 10. Зональность наблюдается сравнительно редко. Обычно тонкие зоны появляются по периферии плагиоклазов, содержащих включения состава Ap_{68-83} . Зональность прямая.

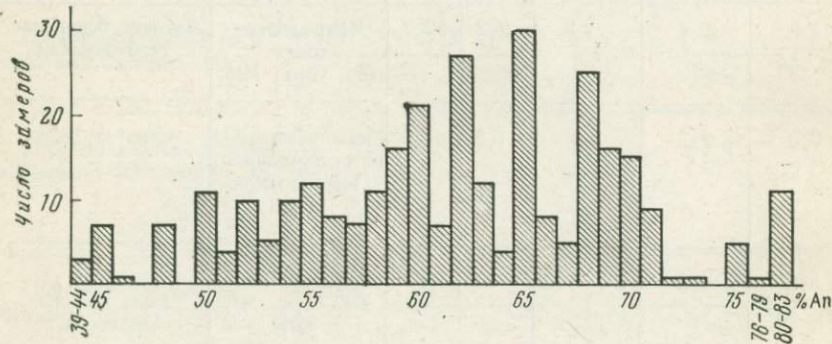


Рис. 22. Гистограмма состава плагиоклазов в породах вулкана Камень

Цветные минералы — оливин, орто- и клинопироксен — встречаются в отдельных выделениях и в гломеропорфиновых сростках. Орто- и клинопироксен обычно идиоморфны, а оливин ксеноморфен. Размеры вкрапленников изменяются от 2—3, иногда 4 мм до сотых долей миллиметра; наибольшие размеры характерны для вкрапленников моноклинного пироксена. Встречаются гломеропорфиновые сростки мономинеральные, двупироксеновые, оливин-пироксеновые, оливин-пироксен-плагиоклазовые. Последние обычно мелкозернистого сложения, приближающегося к микролитовому, и содержат в интерстициях пористое стекло. Во всех сростках присутствуют обильные, как правило, изометричные выделения магнетита (?), включенного в цветные минералы. Очертания сростков угловатые или овальные, реже неправильные, кишкообразные.

ники				Основная масса		Преимущественное развитие
Clpx	Orx	Amf	Mt	Содержание	Структура (состав)	
8,0	—	—	—	72,3	Микродолеритовая ²	Отложения взрыва (корни лавовых потоков)

Clpx — значение угла +2V). 2. В основной массе здесь содержатся: 53% Pt, 12% Clpx,

Оливин — бесцветный. Отдельные его зерна окружены короной из мелких зерен клинопироксена. Крупные выделения оливина имеют состав Fa_{12-18} , мелкие — до Fa_{33} . Среди мелких корродированных выделений Fa_{15-20} присутствуют аналогичные по составу крупные выделения оливина — возможно, этот факт указывает на переплавление последнего.

Клинопироксен имеет светло-зеленоватую окраску и слабо-заметный плеохроизм в толстых сечениях, часто образует двойники; $2V$ от 50 до 61°, при этом клинопироксены с $2V$ 60—61° встречены лишь в лавах вершины стратовулкана. Эти величины угла $2V$, приводимые по М. М. Веселовской, характерны для авгита.

Гиперстен обладает четким плеохроизмом в светло-коричневых тонах. Его состав, определенный по углу $2V$, колеблется от Fs_{15} до Fs_{27} , при этом крупные выделения менее железистые.

Роговая обманка встречается в андезитах. Как отмечалось, она представлена двумя видами: бурой, или базальтической, и зеленой. Буря роговая обманка плеохроирует от буро-коричневого по Ng до светло-бурого по Np ; n_p 1,677, cNg 3—5°; $2V$ — 53°. Зеленая роговая обманка плеохроирует от ярко-зеленой по Ng до светло-коричневой или желтой по Np ; n_p 1,653; cNg 13°. Роговые обманки обычно в значительной мере опацицированы или диссоциированы на ортопироксен, оливин и магнетит, причем оба типа изменения встречаются совместно. Диссоциация вызывается общей неравновесностью условий нахождения амфибола в магме и характеризует сравнительно глубокое ее залегание. Опацицизация же связывается с разрушением роговой обманки при действии кислорода воздуха [90]. Вероятно, породы с зеленой роговой обманкой, слагающие ювенильный материал взрывных отложений, образованы при кристаллизации магмы в сравнительно закрытой камере. Эти породы представляют собой внутренние участки вершинной экструзии, тогда как андезиты с бурой роговой обманкой слагали ее апикальные части, в которых происходили процессы окисления.

Характеристика плагиоклазов

Породы	Форма нахождения плагиоклаза	Количество определенных	Содержание Ап. %		Встречаемость законов двойникования				
			от—до	среднее	альбитового	манебахского	вериклинового	карлсбадского	прочих
Лавы щитового вулкана	Фенокристаллы Микролиты	55	55—70	62	29	11	7	2	3
		26	42—72	55	13	5	—	2	6
Породы стратовулкана	Фенокристаллы Фенокристаллы мелкие	62	48—80	62	37	4	—	7	14
		29	56—80	65	20	—	—	3	3
Дайки андезито-базальта, базальта	Фенокристаллы Микролиты	25	53—75	63	18	2	—	1	4
		5	50—59	54	2	—	—	2	1
Экструзия вершины	Фенокристаллы	23	22—83	54	6	1	—	1	—

Петрохимия пород. Петрохимические свойства пород вулкана Камень иллюстрируются на диаграммах А. Н. Заварицкого и Харкера (рис. 17 и 23). На диаграмме А. Н. Заварицкого анализы даны в сравнении с породами Ключевского и Безымянного вулканов. Для определения содержания редких элементов в породах вулкана Камень были составлены обобщенные пробы путем квартования из образцов той или иной группы. В них обнаружены Ве, Си, Ni, V (табл. 11).

Таблица 11

Содержание редких элементов в обобщенных пробах пород вулкана Камень (на $10^{-4}\%$)

Пробы	Ве	Си	Ni	V	Пробы	Ве	Си	Ni	V
I	1,0	33	40	62	V	1,1	8	18	66
II	0,9	17	19	65	VI	0,9	6	36	66
III	0,9	13	30	70	VII	1,0	14	32	58
IV	0,8	26	35	76	VIII	0,9	7	22	72

I — долина Паразитов (19); II — пьедестал вулкана (28); III — стратовулкан (35); IV — пирокластика, стратовулкана (8); V — экструзия андезитов стратовулкана (13); VI — дайки базальтов, андезито-базальтов (21); VII — лавы андезитов стратовулкана (3); VIII — общая проба пород вулкана (I—VII). В скобках показано число порошков пород, вошедших в общую пробу. Анализы выполнены в Центральной лаборатории прикладной геохимии (Москва).

По химическим признакам породы вулкана Камень в основном относятся к андезито-базальтам (см. прилож. 1). Ими сложены лавовый пьедестал вулкана и часть толщи стратовулкана. Базальты распространены в долине Паразитов, слагают некоторые дайки и часть стратовулкана как в нижней, так и в верхней его частях. К основным андезитам относятся единичные лавовые потоки или межпластовые тела нижних частей разреза стратовулкана Камень. Экструзии и некоторые дайки являются типичными андезитами. Таким образом, диапазон состава пород вулкана Камень достаточно велик ($b=10-28$), однако в объемном отношении среди них резко преобладают андезито-базальты. На диаграмме *AFM* (см. рис. 18) породы вулкана Камень образуют рой точек, характерный для толеитового направления эволюции.

Содержание щелочей в породах довольно стабильное: Na_2O 3,5%, K_2O 1,5%. Среднее отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для пород вулкана Камень составляет 0,32, что несколько меньше этой величины для пород вулканов Безымянного и Ключевского. Наименьшие значения отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ приходятся на породы долины Паразитов и часть пород стратовулкана (0,25—0,23). Заметим, кстати, что подобное же значение этого отношения наблюдается и в лавах отдельных побочных (или ареальных?) извержений (кратеры Туйлы, Киргурич), где отношение

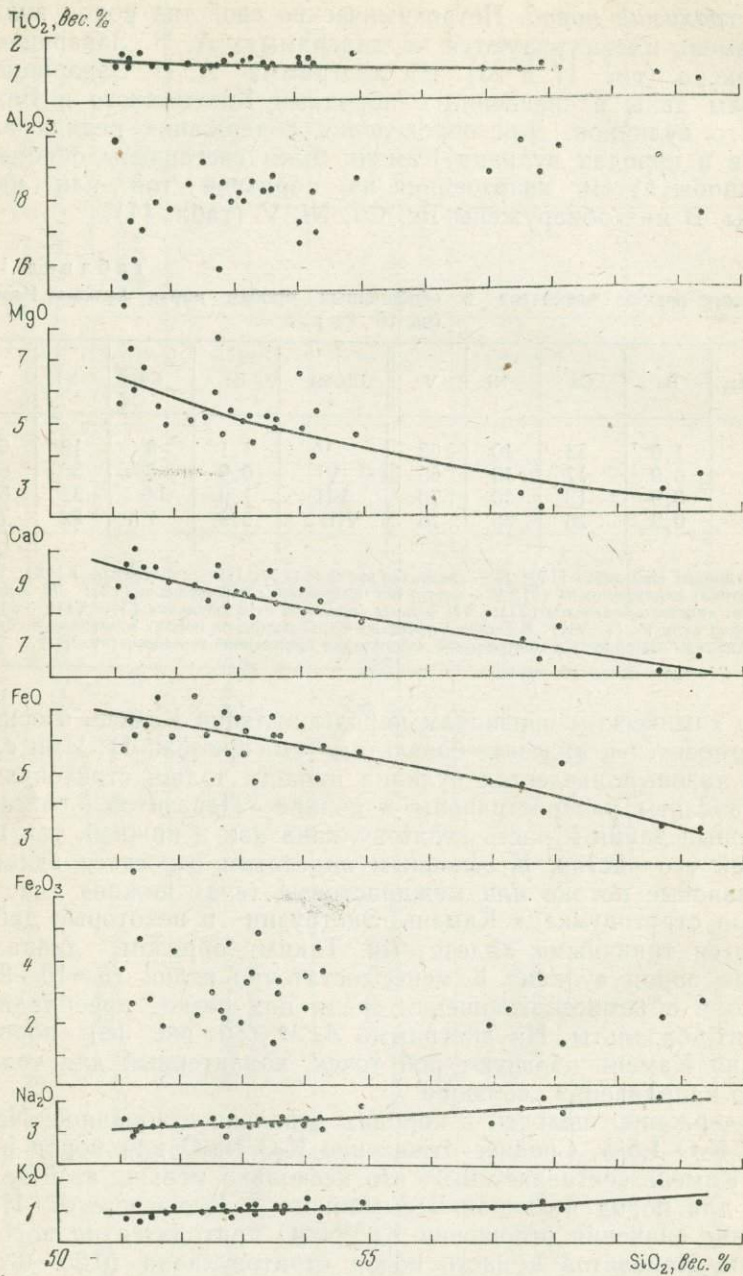


Рис. 23. Диаграмма Харкера для пород вулкана Камень

K_2O/Na_2O равно 0,23—0,29. Максимальное значение отношения K_2O/Na_2O (0,47) приходится на породы вершинной экструзии.

Породы вулкана Камень характеризуются непостоянством суммы *alkal*, главным образом из-за колебания содержания Al_2O_3 в базальтах. Минимальное значение *alkal* (21—19%) свойственно породам долины Паразитов, некоторым дайкам и лавам пьедестала. За одним исключением, эти породы представлены оливин-пироксеновыми базальтами с содержанием цветных до 13%. Эти признаки характерны для пород аккумулятивной серии [152]. Исключение составляют вулканы побочного кратера Квасова, представленные афировыми базальтами. Вероятно, образование афировых базальтов можно связать с перегретой магмой, в которой предварительно аккумулятивные выделения цветных были расплавлены. На реальность этого процесса указывают отмеченные выше факты распространения оливинов одинакового состава (Fe_{15-20}) как в крупных, так и в мелких выделениях и их ярко выраженный корродированный облик.

Как следует из изложенного, вещественный состав пород вулкана Камень в целом мало изменяется, если учесть, что андезиты слагают тела небольшого объема. Это позволяет говорить, что в формировании пород, различающихся по количеству минерального состава, решающую роль играли процессы дифференциации магмы.

Однако ряд факторов указывает на значение иных процессов в петрогенезисе, в частности, ассимиляции. Это — присутствие в андезито-базальтах ксеногенных плагиоклазов (An_{45-50}), заметная роль в них ортопироксена, наличие участков микропйкилитовых кварц-полевошпатовых сростаний в основной массе этих пород. Возможно, что с ассимиляцией связано богатство некоторых пород гломеропорфировыми сростками и частая коррозия в них цветных минералов. Указанные признаки характерны в наибольшей мере для пород пьедестала вулкана Камень, хотя они и характеризуются более мелнократовым составом фенокристаллов, чем породы стратовулкана. К низам стратовулкана приурочены проявления андезитов, что может указывать на продолжение тех же тенденций, связанных с ассимиляцией, в образовании пород стратовулкана в начале его деятельности.

§ 5. ВУЛКАН БЕЗЫМЯННЫЙ

Высота вулкана до извержения 1956 г. составляла 3085 м, сейчас — около 3000 м.

Геологическое строение вулкана Безымянного рассматривалось Б. И. Пийпом [90], Г. Е. Богоявленской [7], Г. С. Горшковым и Г. Е. Богоявленской [24]. В последней, наиболее крупной работе главное внимание было уделено описанию первого

исторического извержения этого вулкана, начавшегося в 1955 г. На основании наблюдений, проведенных в 1962—1966 гг. и в 1970 г., автором составлена геологическая схема этого вулкана (рис. 24). Обнаружен ряд новых экструзивных куполов, а также проведено их расчленение.

В строении вулкана Безымянного выделяются две заметно различающиеся части: южная и северная. Первая сложена преимущественно экструзивно-пирокластическими образованиями, вторая — лаво-пирокластическими. Ниже будет показано, что лишь часть экструзий южного склона относится к латеральным куполам вулкана Безымянного. Состав куполов: роговообманково-пироксеновые андезиты и андезитодациты. В разрезах южного склона наблюдается наслаивание агломератовых потоков или их переслаивание с пачками лав и пролювия. При этом обычна картина, когда низко расположенный купол подпирает агломератовый поток вышележащего, т. е. чем купол выше (по гипсометрии), тем он моложе.

Лаво-пирокластические образования северной части вулкана перемежаются с экструзивно-пирокластическими отложениями верхних куполов (купол 7, 9, 11 на рис. 24), т. е. синхронны с ними. Лавы и пирокласты слагают разрезы стратовулканического типа с E 10—30% и преобладанием лав в их верхней части. Состав лав — двупироксеновые плагиоклазовые андезиты и андезито-базальты (иногда со спорадической роговой обманкой). Характерны вкрапленники крупных белых табличек плагиоклаза (до 4 мм). Лавовые потоки имеют небольшую длину (3—5 км) при значительной мощности (15—20 м, иногда до 25 м). Ширина потоков 150—300 м, редко 500 м. Поверхность глыбовая.

Изложенные факты свидетельствуют о последовательной смене в эволюции вулкана существенно экструзивной деятельности на эффузивную. Образование куполов происходит направленно с юго-юго-запада на северо-северо-восток, при этом ранее образованные купола как центры вулканической деятельности отмирают. Возможно, что размещение куполов указывает на эволюцию связанного с экструзиями разлома в соответствующем направлении.

Последним актом вулканической деятельности в доисторическое время было образование в кратере вулкана купола Экструзивный Гребень (см. рис. 24), с которым связано образование двух взрывных воронок на вершине и соответствующих им по направлению агломератовых потоков в долине р. Сухой Халицы (в разрезе) и в верховьях р. Студеной (на поверхности). Последний залегает в виде обширного шлейфа, перекрывающая наиболее молодые потоки в районе купола Двуглавого. Возраст этого пароксизма оценивается в 1300 лет [26].

На геологической схеме (см. рис. 24) показано положение купола Нового и кромки соммы, образованных во время из-

вержения 1955—1956 гг. Поскольку описанию этих явлений посвящена специальная литература, приведу здесь лишь некоторые количественные характеристики извержения по оценкам Г. С. Горшкова [22] и Ю. Н. Рябина и З. Н. Родионова [105]. Взрывом 30 марта 1956 г. было выброшено около $0,8 \text{ км}^3$ материала старой постройки вулкана и примерно 1 км^3 ювениль-

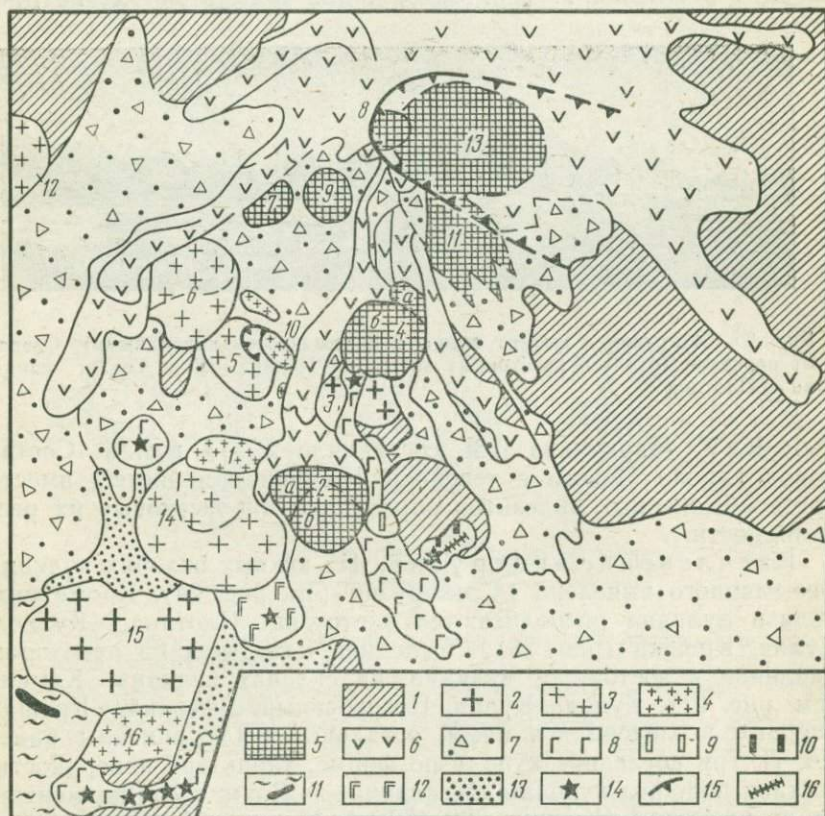


Рис. 24. Схема геологического строения вулкана Безымянного.

1 — доголоценовые образования, фундамент вулкана; 2 — верхнеплейстоценовые экструзии, доледниковые или межледниковые, Q_3^3 (андезито-дациты, дациты); послеледниковые голоценовые образования: 3 — столообразные экструзии (субафирные андезиты, андезито-базальты); 4 — то же (андезито-дациты); 5 — латеральные и терминальные экструзивные купола (роговообманково-плагноклазовые андезиты (а и б — фазы внедрения); 6 — лавы вулкана Безымянного (роговообманково-пироксеновые и двупироксеновые андезиты и андезито-базальты); 7 — нерасчлененные пролювиально-пирокластические образования, агломератовые потоки; 8 — 12 — продукты ареальных извержений (обозначения см. прилож. 7); 13 — рыхлые озерно-пролювиальные отложения; 14 — центры извержений; 15 — контур воронки взрыва извержения 1955—1956 г.; 16 — дайки.

Экструзии: 1 — Правильный; 2 — Экспедиции; 3 — Пестрые Хребтики; 4 — Лохматый; 5 — Гладкий; 6 — Двуглавый; 7 — Погребенный; 8 — Экструзивный Гребень; 9 — Высокий*; 10 — Побочный (рядом с ним на юге маленький обелиск — Треугольный Зуб); 11 — Старый*; 12 — Кулич*; 13 — Новый; 14 — Седло; 15 — Плотина; 16 — Кулиса*. Названия, отмеченные крестиком, предложены автором

ного материала (в виде агломератовых потоков). Юго-восточный склон понизился на 200 м, размеры кратера увеличились до $2 \times 1,5$ км, а его глубина — до 1 км. На дне кратера стал образовываться купол Новый. Объем купола Нового на 1973 г. оценивался в $0,8 \text{ км}^3$. Количество выброшенных водяных паров около $8 \cdot 10^{10}$ кг. Энергия взрыва $(8-12) \cdot 10^{23}$ эрг. Взрыв развивался в течение 17 сек. Содержание воды в магме, по дан-



Рис. 25. Экструзии с юга от вулкана Безымянного (конец июня). Слева от перевала (отмечен крестиком) экструзии Правильный и Седло, справа — Плотина

ным Е. К. Мархинина [73], составляло 2,7—4 вес. %. Состав пород купола Нового с течением времени изменяется, вместо роговообманковых андезитов образуются пироксеновые их разновидности.

Расчленение экструзий. На южных склонах вулкана Безымянного выделено 14 экструзий (см. рис. 24). Кроме них, вблизи вулкана располагаются экструзии: Плотина, Кулиса, Кулич, Крошка (рис. 25). Последняя находится на некотором удалении к востоку от вулкана, на склонах вулкана Камень (см. рис. 21). Купола Кулич, Погребенный, Высокий, Крошка впервые исследовались нами, остальные были описаны ранее [15, 7]. Три последних купола по форме, характеру поверхности, составу подобны куполам Экспедиции и Лохматому, но меньше их по размерам (Крошка 300×60 м). В соответствии с существующими классификациями [154, 24] все они относятся к эндогенным или экструзивным куполам, остальные — к экзогенным (эффузивным) или пробковым; только купола Плотины являются более сложными образованиями.

По поводу генетической принадлежности куполов, и в особенности экструзий Плотины, не существует единого мнения. Одни авторы [15, 118] рассматривают их как самостоятельные образования, другие — как латеральные купола вулкана Безымянного [24]. В. Н. Борисова ставит их в ряд эволюции Зиминских сопок.

Наши представления основаны на новых данных о возрасте и составе экструзий и дополнительных морфоструктурных ис-

следованиях. На поверхности экструзий Плотины обнаружены полого залегающие пролювиально-пирокластические отложения (20—25 м), идентичные по составу породам пролювиально-пирокластической толщи вулкана Камень. Этот факт позволяет датировать экструзии Плотины поздним плейстоценом. Учитывая данные Г. Е. Богоявленской [7] о доледниковом возрасте экструзии Пестрые Хребтики, эти образования вместе с экструзиями Плотины мы относим к наиболее древним. Изучая струк-

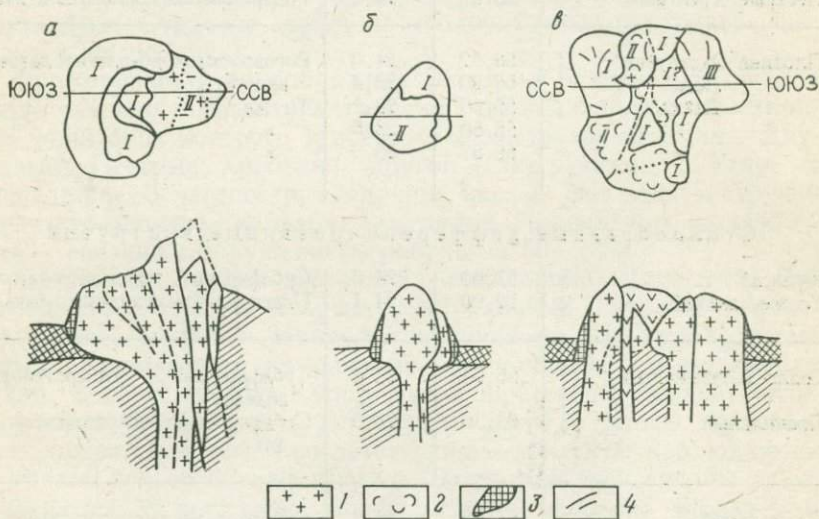


Рис. 26. Схема строения различных типов экструзий (куполов) в районе вулкана Безымянного.

а — гора Седло и купол Правильный; *б* — купол Экспедиции; *в* — Плотина и Кулиса. Вверху — план, внизу — разрез. 1 — экструзии; 2 — лавовый поток; 3 — агломератовая мантия куполов и агломератовые потоки; 4 — дайки; I—III — фазы внедрения

туру экструзий Плотины, видим, что здесь имело место двух-фазное внедрение сначала в виде куполов, а затем с образованием вязкого короткого потока, распространившегося главным образом к западу, в долину р. Студеной (рис. 26). Несколько позже образовались дайки типа поленища (с запада). Поток Плотины имеет грубую бугорчатую, слабо рифленную поверхность и лопастную форму, для него характерна разнообразная отдельность, типичная для куполов. Эструзии Плотины отличаются от других экструзий по составу (табл. 12).

Большая группа экструзий столообразной формы (Кулиса, Седло, Двуглавый, Кулич, Гладкий) образована геологически одновременно, но позднее экструзий Плотины. Эструзии этой группы, Седло и Кулиса, перекрывают породы экструзий Плотины. На всех столообразных экструзиях присутствует окислен-

Петрографо-химическая характеристика экструзий

Экструзии	SiO ₂	alkal	Порода
Древние экструзии			
Пестрые Хребтики	65,57	24,0	Гиперстен-плагноклазовый дацит
Плотина Экструзии*	58,92	24,0	Роговообманково-плагноклазовый андезит
Лава*	56,20	23,4	То же
Дайка*	55,06	23,1	»
»	55,50	23,6	»
»	55,87	23,3	»
Столообразные дифференцированные экструзии			
Кулиса*	53,60	24,0	Субафировый андезито-базальт
То же, дайка*	52,90	24,1	Плагноклазовый андезито-базальт
Седло (Ступенчатый)*	55,24	23,4	Субафировый гиперстеновый андезит
Правильный	63,36	23,0	Субафировый гиперстеновый дацит
Двуглавый*	57,02	23,2	Субафировый гиперстеновый андезит
»	60,12	23,6	То же
Кулич*	57,80	24,2	»
Терминальные и латеральные купола			
Новый (среднее из 3)	59,3	21,6	Миофировые роговообманковые андезиты
Лохматый	60,14	22,4	То же
Экспедиции	59,28	22,5	»
То же *	58,88	22,8	»

Примечание. Анализы, отмеченные звездочкой, из коллекции автора; остальные — по Г. С. Горшкову и Г. Е. Богоявленской [24]. Стрелкой указано направление эволюции в двухфазовых экструзиях. Экструзии расположены в таблице от наиболее древних к молодым.

ная до буроватого цвета «корона», не претерпевшая сколько-нибудь заметного воздействия эрозий.

Среди столообразных экстрезий выделяются однофазные (Кулиса, Кулич) и двухфазные (Седло, Двуглавый). У последних первичная столообразная поверхность обычно деформирована последующим внедрением более вязких и более кислых обелисков. Типичным обелиском подобного рода является купол Правильный, к обелискам же относятся трещинные купола Побочный и Треугольный Зуб, структурно связанные с куполом Двуглавым. Строение одной из столообразных экстрезий приводится на рис. 26.

Формирование столообразных экстрезий к северу от купола Седло связано с развитием грабена северо-западного простирания, один борт которого трассируется экстрезиями Кулич, Двуглавый, Пестрые Хребтики, другой — экстрезиями Седло и Экспедиции. В частности, внедрение кислых фаз этих экстрезий (андезито-дацитов, дацитов) — куполов Правильного и Побочного — связано с обрушением грабена на 50—60 м.

Следующая группа экстрезий (Экспедиции, Лохматый, Погребенный, Высокий, Старый, Экстрезивный Гребень, Крошка) — более молодая. Наиболее древний из них купол Экспедиции располагается на разломе, смещающем породы купола Седло. В свою очередь купол Экспедиции подпруживает агломератовый поток купола Лохматого, а тот — потоки куполов, расположенных выше. Соответствующие контакты наблюдаются во врезках ручьев вблизи куполов. Экстрезии этой группы резко отличаются от остальных морфологией и особенно характером поверхности, во всем идентичной поверхности купола Нового, образование которого началось при извержении 1955—1956 гг. Важной отличительной чертой этих куполов является сравнительно низкая величина $alkal$ и отмеченная ранее насыщенность их включениями, в том числе гомеогенными [24]. Строение куполов этого типа иллюстрируется на примере купола Экспедиции (см. рис. 26). Некоторые данные, свидетельствующие о различиях в химизме и петрографии указанных групп экстрезий, приводятся в табл. 13.

Таким образом, устанавливаются довольно четкие возрастные, морфогенетические и петрографо-химические критерии расчленения экстрезий, территориально связанных с вулканом Безымянным. Из них, очевидно, только наиболее молодые экстрезивные купола, образовавшиеся одновременно с вулканом, могут рассматриваться как латеральные (купола Экспедиции, Лохматый и др.). Экстрезии Плотины и столообразные, более древние, чем вулкан Безымянный, являются, по-видимому, независимыми образованиями. Они сформировались в тесной связи с основными тектоническими структурами Ключевских вулканов, что позволяет отнести их к ареальным образованиям [33].

Количественно-минеральный состав пород вулкана Безымянного и экструзий (куполов), %

Породы, номер образца	Вкрапленники					Основная масса
	Pt	Opх	Clpx	Amf	Mt	
Роговообманковый андезит, 150, купол Экспедиции	$\frac{15,5}{\text{An}_{54-58}}$	—	—	6,5	0,4	77,6
То же, 132, купол Крошка	$\frac{23,1}{\text{An}_{64-73}=\text{I}; \text{An}_{59-45}=\text{II}}$	$\frac{0,6}{\text{Fs}_{25}}$	—	7,1	2,2	68,0
Гиперстен-плагноклазовый андезит, 506, лава	$\frac{34,3}{\text{An}_{60-66}=\text{I}; \text{An}_{54-59}=\text{II}}$	6,4	$\frac{1,2}{\text{En}_{44}\text{Fs}_{17}}$	—	1,0	57,1
Двупироксен-плагноклазовый андезит, 522, 535, лавы	$\frac{21,7}{\text{An}_{68-87}=\text{I}; \text{An}_{57-60}=\text{II}}$	$\frac{7,2}{\text{Fs}_{23-25}}$	$\frac{5,3}{\text{Fn}_{45}\text{Fs}_{19}}$	—	1,5	64,3
	$\frac{32,2}{\text{An}_{68-87}=\text{I}; \text{An}_{57-60}=\text{II}}$	$\frac{5,5}{\text{Fs}_{23-25}}$	$\frac{3,6}{\text{Fn}_{45}\text{Fs}_{19}}$	—	0,4	58,3
Оливин-плагноклазовый андезит-базальт, 528, лава	$\frac{39,1}{\text{An}_{32-63}}$	—	1,5	1,6 Ol	0,4	57,0

Роговообманковый андезит, 147-1, экструзия Плотина	$\frac{23,1}{\text{An}_{60-76}=\text{I}; \text{An}_{57-41}=\text{II}}$	—	—	5,1	2,1	69,7
Субафировый андезит-базальт, 147-13, экструзия Кулиса	$\frac{6,2}{\text{An}_{68-69}}$	—	1,3	—	0,3	91,7
Субафировый андезит-базальт, 207, купол Двуглавый	8,9	—	—	—	1,6	89,5
Роговообманковый андезит-базальт, 209, купол Правильный	8,3	—	—	2,5	1,4	87,8

Примечания. 1. В числителе — содержание, в знаменателе — состав минерала. 2. В графе Mt показано содержание всех рудных компонентов.

Петрография пород. Петрографические типы некоторых пород вулкана Безымянного и экструзий приведены в табл. 13. Приводимые здесь данные не всегда совпадают с опубликованными ранее, что, очевидно, связано с неоднородностью опробованных тел. Описание отдельных минералов пород приводится Г. С. Горшковым и Г. Е. Богоявленской [24]. В дополнение к этому можно добавить несколько слов о плагиоклазах.

В породах выделяется генерация основных плагиоклазов (ситовидных), содержащих значительное количество (до 60%) включений стекла. Состав плагиоклаза варьирует от Ap_{60} до Ap_{87} . Эти плагиоклазы обычно оторочены тончайшей зоной (или рядом зон), в которой состав быстро изменяется до Ap_{54-57} . Ситовидные плагиоклазы имеют крупные размеры ($\approx 0,7$ мм), хотя наблюдаются и мелкие обломанные выделения. Изредка встречаются стяжения этих плагиоклазов, мономинеральные или в парагенезисе с диссоциированным амфиболом. Описываемые плагиоклазы в лавах двупироксеновых андезитов (андезито-базальтов) присутствуют чаще, чем в породах латеральных куполов; не характерны они и для оливинсодержащих пород.

Ю. М. Дубик и И. А. Меньяйлов [27] описывают плагиоклазы того же состава в лавах экструзивного купола Нового и пирокластических потоков 1965 г. Этот плагиоклаз по составу заметно отличается от нормативного плагиоклаза, состав которого в лавах и экструзивных куполах вулкана Безымянного отвечает Ap_{43-55} и Ap_{39-43} . К нормативному составу близки плагиоклазы II генерации из андезитов, более кислые, чем первые, и имеющие меньшие размеры, а также плагиоклазы оливин-плагиоклазового андезито-базальта. Плагиоклазы II генерации, или субфенокристаллы, очевидно, являются гомеогенными.

Происхождение основных плагиоклазов может быть различным. Такие признаки, как резкое несоответствие модального и нормативного состава, присутствие большого количества включений стекла, резкая коррозия границ, ассоциация с выделениями резорбированного амфибола, являются критерием их ксеногенного или реликтового генезиса [76]. В соответствии с этим можно думать, что ситовидные выделения плагиоклаза или попали в магму из вмещающих пород, или являются отторженцами зоны генерации магмы.

Описание пород купола Нового, образовавшегося в 1956 г., проводилось в течение ряда лет Г. Е. Богоявленской и Ю. М. Дубиком [24, 27]. Эти данные обсуждались в работах Ю. М. Дубика и О. Н. Волецца [28], а также В. А. Ермакова [37]. Установлена постепенная смена парагенезиса породообразующих минералов: $Pl + Amf \rightarrow Pl + Px$. Валовый состав плагиоклаза изменяется следующим образом.

Вкрапленники:

$Ap_{69,6}$ (1956 г.) $\rightarrow Ap_{70}$ (1957 г.) $\rightarrow Ap_{63,7}$ (1961 г.) $\rightarrow Ap_{66,9}$ (1963 г.) $\rightarrow Ap_{69,5}$ (1965 г.).

Крупные микролиты или субфенокристаллы:

Ap_{52} (1956 г.) → Ap_{52} (1957 г.) → $Ap_{45,7}$ (1961 г.) → $Ap_{47,6}$ (1963 г.) → $Ap_{51,5}$ (1965 г.).

Таким образом, состав вкрапленников остается постоянным, в то время как состав микролитов становится несколько более кислым. С течением времени в породах купола и агломератовых потоков изменяется характер основной массы: микролиты увеличиваются в размерах до субфенокристаллов (0,008—0,15 мм), появляется также и гиперстен, стекло становится более чистым и не содержит различных кристаллитов и пылеватых частиц, хотя общий гялопилитовый или микролитовый облик основной массы сохраняется.

Общее количество кристаллической фазы в породах практически не изменяется. Однако кристалличность самой основной массы в смысле ее насыщения центрами кристаллизации с течением времени уменьшается: на смену мельчайшим кристаллам, составляющим всю основную массу в породах 1956 г., приходит основная масса с редкими, но крупными микролитами, погруженными в чистое стекло.

Указанные изменения петрографического состава пород извержения 1956—1965 гг. соответствуют некоторым изменениям в их химизме. Выявляется закономерное увеличение железисто-магнезиального индекса (b) от пород, извергавшихся в 1956 г., к породам более поздних извержений. Эти вариации петрографического и химического состава пород обусловлены эманационной дифференциацией магмы, связанной с миграцией летучих в верхние части магматического канала [37].

Петрохимия пород вулкана Безымянного рассматривается здесь в основном по опубликованным анализам [24]. Новые анализы характеризуют ряд ареальных экструзий (см. прилож. 1). На петрохимических диаграммах (см. рис. 17, 18; рис. 27) анализы разбиты на следующие группы: собственно вулкан Безымянный (лавы, пирокласты, исключая пеплы), породы латеральных куполов, экструзии Плотины, ареальные столообразные экструзии. Две последние группы образований, как было показано, являются самостоятельными и рассматриваются здесь в связи с необходимостью показать эту самостоятельность и в петрохимическом отношении.

После проведенной разбивки рой фигуративных точек соответствующих групп пород стали более упорядоченными. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 17) видно, что породы вулкана Безымянного образуют тесный рой точек в области андезитов ($b=12-15$), при этом породы куполов и агломератовых потоков в общем более кислые, чем лавы. Интересно отметить, что пределы указанных вариаций b аналогичны пределам изменения характеристики b для пород исторического извержения 1956—1965 гг., наоборот, параметр c изменяется с уменьшением его значения в более кислых лавах, в то время

как для пород исторического извержения наблюдалось его увеличение в том же направлении.

Породы ареальных экстрезий характеризуются значительными колебаниями состава (b изменяется от 17 до 5), в том числе в пределах единых тел (например, купол Седло → купол Правильный). Ранее отмечалась большая величина $alkal$ в них по

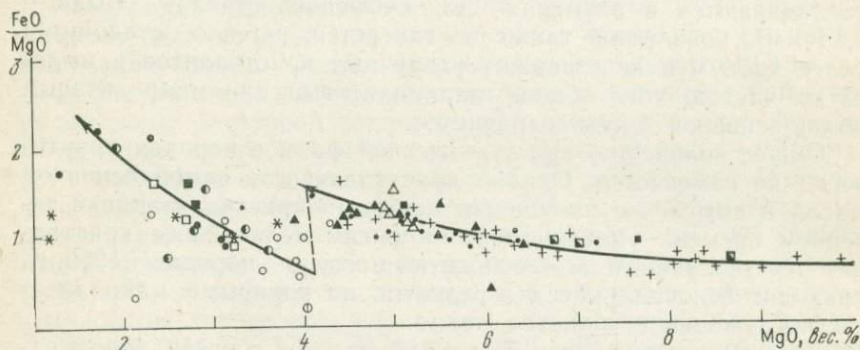


Рис. 27. Диаграмма FeO/Mg — MgO для пород вулканов Ключевского, Камень, Безымянного.

Условные обозначения см. на рис. 17

сравнению с куполами вулкана Безымянного (см. табл. 13): наиболее кислые образования ареальных экстрезий пересыщены глиноземом. В целом породы вулкана Безымянного и экстрезий Плотины составляют обособленную группу, четко отделяющуюся на диаграмме от пород вулканов Ключевского и Камень.

Указанные различия проявляются также на диаграмме AFM , где породы вулкана Безымянного образуют ряд точек, почти параллельный стороне FM (линия равной щелочности), а точки пород экстрезий Плотины с одновозрастными телами и пород столообразных экстрезий распространены значительно шире; при этом эволюция пород экстрезий Плотины весьма близка к стандартной линии эволюции известково-щелочных пород, по Р. Дэли, в то время как вторые — более железистые и располагаются преимущественно в поле афировых пород пижонитовой серии (по Х. Куно).

Обращает на себя внимание то, что точки пород экстрезий Плотины наиболее основного состава располагаются вблизи эволюционного ряда пород вулкана Безымянного, а точки пород столообразных экстрезий — на продолжении эволюционных рядов базальтов и андезито-базальтов вулканов Ключевского и Камень. Это обстоятельство, вероятно, является петрохимическим критерием родства магм соответствующих образований.

Установленное распределение точек химического состава пород вулкана Безымянного (на диаграмме *AFM*) отвечает толентовому направлению эволюции. Однако нельзя в точности сказать, каким образом установленное распределение соотносится со временем, т.е. являются ли более железистые породы более молодыми. Скорее всего здесь появляются более железистые породы в начале извержений и они сменяются более магнезиальными в конце, как это намечается для пород исторического извержения. Отношение FeO/MgO в общем отражает те же закономерности (см. рис. 27). Среднее значение отношения K_2O/Na_2O в породах вулкана Безымянного равно 0,33. Все три рассматриваемые диаграммы (А. Н. Заварицкого, *AFM* и $FeO/MgO - MgO$) определенно указывают на обособленность химического состава пород вулкана Безымянного от пород вулканов Ключевского и Камень, что позволяет думать о независимых источниках магмы для этих вулканов. По содержанию редких элементов между породами вулкана Безымянного и экструзиями существенных различий не обнаружено (табл. 14).

Таблица 14

Содержание редких элементов в обобщенных пробах пород вулкана Безымянного (на 10^{-4} %)

Пробы	Be	Cu	Ni	V	Пробы	Be	Cu	Ni	V
I	0,9	5	17	60	VII	1,0	20	7	56
II	0,9	4	3	40	VIII	0,9	17	5	57
III	0,9	25	3	35	IX	1,1	14	11	63
IV	1,0	7	11	53	X	1,1	5	3	37
V	0,9	7	5	45	XI	1,1	4	He	15
VI	0,9	12	6	50				оби.	

I — лавы (15); II — латеральные купола (19); III и IV — экструзии Плотины обр. 147-3, 147-3а (7), первая стадия внедрения; V — то же, обр. 147-6 (4), вторая стадия внедрения; VI — то же, обр. 147-22 (2), третья стадия внедрения, дайки; VII — экструзия Кулиса обр. 147-13; VIII — то же, дайки обр. 147-11а; IX — экструзия Седло обр. 146*2 (2); X — то же, вторая фаза экструзии Седло, купол Правильный обр. 146-5 (3); XI — купол Гладкий, аналог купола Седло обр. 209. В скобках показано количество образцов. Пробы составлены путем собирательного квартования порошков различных пород той или иной группы. Анализы выполнены в Центральной Лаборатории прикладной геохимии (Москва).

§ 6. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ГРУППА ЗИМИНЫХ СОПОК

В группу Зиминых сопок входит четыре потухших вулкана: Горный, Зуб, Малая Зими́на (~2350 м), Острая Зими́на (2744 м) и Овальная Зими́на (3081 м). Название Малая Зими́на присвоено реконструированному вулкану на северном склоне массива; вулканы Острая и Овальная Зими́на объединялись ранее В. Н. Борисовой в единое вулканическое сооружение. Схема геологического строения Зиминых сопок приводится на рис. 28.

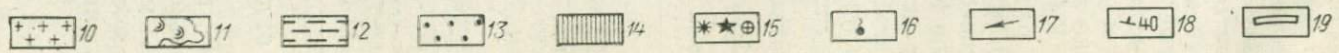
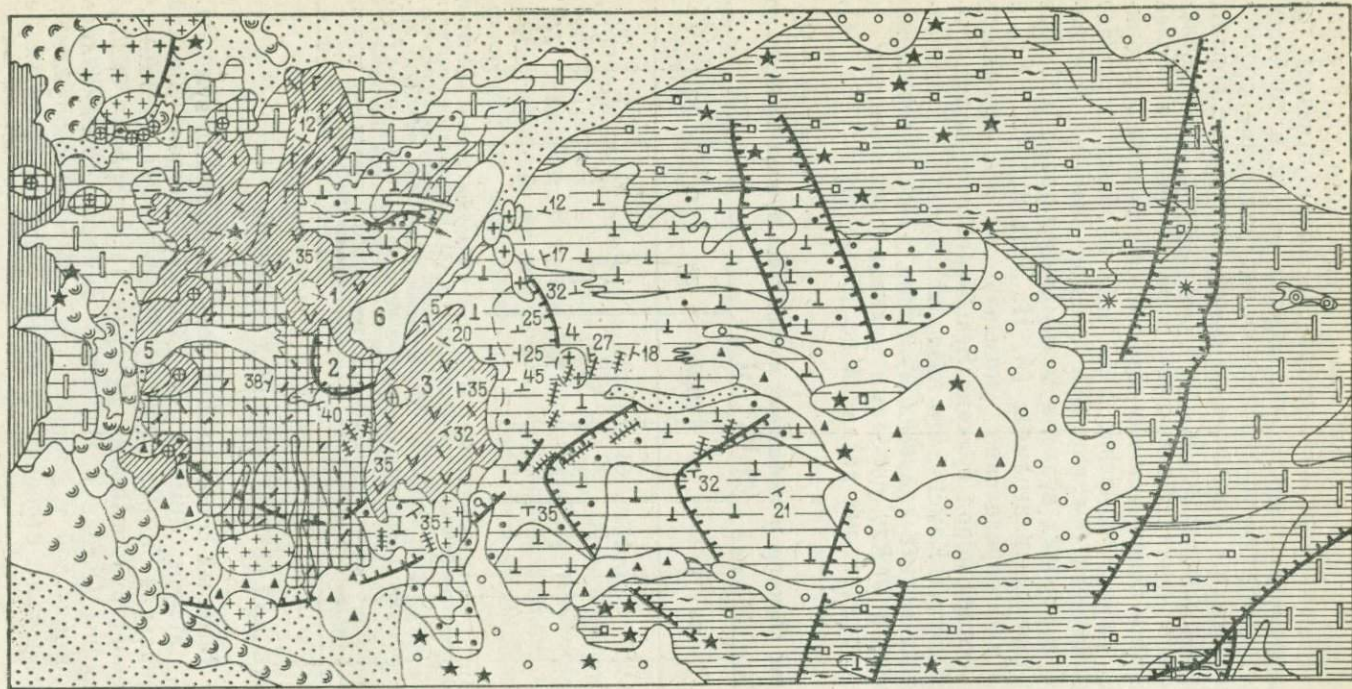


Рис. 28. Схема геологического строения Зиминих сопок.

1 — среднеплейстоценовые образования правулкана, Q_2 (порфиридные микродолериты, андезито-базальты, авгитовые базальты мегалагиофировые лавы); 2 — мореноподобная толща, $Q_2?$; 3 — лавы Хачиченского плато, Q_3 (мегаплагиофировые и афировые лавы, оливин-плагио-класовые базальты, андезиты); 4 — морены первой фазы позднеплейстоценового оледенения Q_3^1 ; 5 — межледниковые, позднеплейстоценовые образования вулканов Малая и Острая Зимины (базальты, андезиты, андезито-дациты); 6 — морены второй фазы позднеплейстоценового оледенения; 7 — голоценовые образования вулкана Овальная Зимины и ареальных центров; 8 — нерасчлененные проловинально-пирокластические отложения; 9 и 10 — экструзии соответственно доледниковые и голоценовые; 11 — молодые, позднеголоценовые лавовые потоки базальтов; 12 — кратерно-озерные отложения; 13 — существовавшие пирокластические образования; 14 — нерасчлененные отложения вулкана Плоский Толбачик; 15 — центры извержений (мегаплагиофировых (а), плагиобазальтов и афировых лав (б), смешанных лаво-пирокластических образований молодого возраста (в)); 16 — минерализованный источник; 17 — оползень и направление его движения; 18 — элементы залегания; 19 — положение разреза, приведенного на рис. 29. Другие усл. знаки см. прилож. 3.

Вулканы: 1 — Малая Зимины, 2 — Овальная Зимины, 3 — Острая Зимины, 4 — Горный Зуб, Ледники (белое поле); 5 — Попкова, 6 — Желтый

Вулкан Горный Зуб является наиболее древним и сильно разрушенным сооружением. Крупный массив этого вулкана расположен на востоке, между реками Ключом Тундровым и Горно-Толовой. Наиболее глубоко вскрытые части его разреза расположены в долине ледника Желтого (рис. 29).

Здесь сверху вниз обнажаются

- I. Пачка стратовулканического типа. $E \approx 25\%$. Пироксен-плагиоклазовые базальты оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты.
- II. Грубо стратифицированные проловинальные и кратерно-озерные отложения. Поток дацитов.
- III. Пачка стратовулканического типа. $E \approx 55\%$. Субафировые базальты.
- IV. Потоки оливин-пироксеновых и пироксеновых базальтов.
- V. Потоки мегаплагиофировых базальтов (2—10 м).
- IV. Потоки мезоплагиофировых базальтов (от 2,5 до 15—18 м). $E \approx 15\%$.

Древние лавы представлены мегаплагиофировыми базальтами. В верховьях ледника обнаружены пирокласты этих базальтов, указывающие на положение центра извержений. Мегаплагиофировые лавы непрерывно прослеживаются в левом борту долины ледника Желтого и широко распространены на северных отрогах Зиминих сопок и в районе Толбачинского перевала.

Выше мегаплагиофировых лав залегает ряд пачек стратовулканического типа, разделенных пачкой озерно-пролювиальных отложений с телами дацитов. Породы этой второй части разреза, исключая пачку озерно-пролювиальных отложений, представлены пироксеновыми или оливин-пироксеновыми базальтами, андезито-базальтами. Сразу вслед за мегаплагиофировыми лавами изливались базальты, не содержащие во вкрапленниках плагиоклаза, в то время как для более поздних лав этот минерал характерен (табл. 15). Подобная последовательность в изменении минерального состава уже описывалась в § 2 как характерная

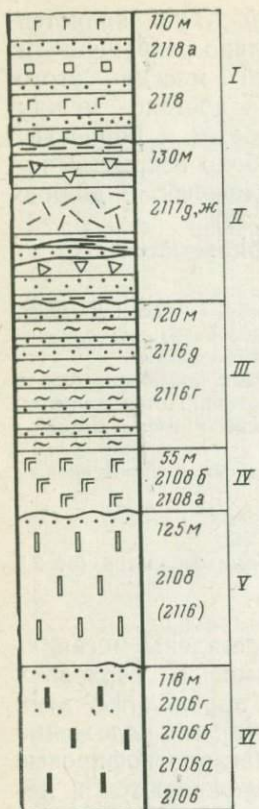


Рис. 29. Разрез вулкана Горный Зуб в левом борту долины ледника Желтый. Мощность пачек показана в метрах. Пояснения в тексте.

черта извержений на склонах Плоских сопок.

В восточной части массива Горный Зуб, образованной в то же время, что и описанный разрез, представлены лишь оливин-пироксеновые и пироксеновые андезито-базальты, мегаплагиофировые лавы здесь не встречены. Здесь выделяются две толщи: нижняя — существенно пирокластическая и верхняя — существенно лавовая, с постепенным переходом между ними. В нижней толще широко распространены пролювиальные отложения, представленные обычно лахарами. Лавовые потоки в разрезе нижней толщи встречаются редко, в целом их количество увеличивается вверх по разрезу. Суммарная мощность отложений нижней толщи в районе горы Горный Зуб около 1000 м, на востоке она меньше. Породы нижней толщи представлены преимущественно пироксеновыми андезито-базальтами. Андезиты слагают некоторые разновидности агломератовых туфов (типа агло-

мератовых потоков). Более кислые породы, андезито-дациты и дациты, встречены в районе вершины 1926 м [9]. По составу и положению в разрезе эти кислые породы аналогичны дацитам, показанным в разрезе долины ледника Желтого.

Верхняя толща разреза сложена монотонными лавами оливин-пироксеновых или пироксеновых базальтов, андезито-базальтов. Мощность отдельных потоков от 2 до 7 м, всей толщи — до 500 м. Лавовые потоки типа аа-лав прослеживаются на большом расстоянии (до 8—10 км) наподобие покровов. Как следует из вышеизложенного, разрез вулкана Горный Зуб в районе ледника здесь значительно наращивается за счет широкого развития толщи оливин-пироксеновых, пироксеновых базальтов и андезито-базальтов.

На восточной окраине массива Горный Зуб названные породы контактируют с мегаплагиофировыми лавами Хапиченского плато. Соотношение этих пород наблюдается в среднем течении р. Сухой Зимины. Мегаплагиофировые лавы Хапиченского плато связаны с ареальными центрами (см. рис. 6 и прилож. 3) и залегают стратиграфически выше андезито-базальтов масси-

Таблица 15

Количественно-минеральный состав пород вулкана Горный Зуб (в %)

Породы, номер образца	Вкрапленники					Основная масса	
	Pl	OI	Clrx	Orx	Mt	Содержание	Структура (состав)
Оливин-плаггиоклазовый базальт, 2119	14,2 (I)	0,7	0,2	—	—	82,9	Интерсер- тальная (Pl, Clrx, Mt, Gl)
Пироксен-плаггиокла- вый базальт, 2118А	17,4	0,5	3,0	0,9	0,2	78	Гиалопили- товая (Pl, Cl, Mt, Gl)
Оливин-пироксен-плаггио- клазовый базальт, 2118 Афировый дацит, 2117Д	15,6	0,7	0,8	0,1	—	82,9	Гиалопили- товая
	1,7	—	—	0,1	—	98,9	Пилотакси- товая (Pl, Orx, Mt, Gl)
Дацит, 2117А	14,3 (I)	—	0,8	2,4	2,3	47,8	Витрофи- ровая
	32,4 (II)	—	—	—	—		$n_{Gl} 2,517$
Пироксен-плаггиоклазо- вый базальт, 2116Г	13,2	—	2,2	0,5	0,03	83,9	Интерсер- тальная (Pl, Clrx, Gl)
Пироксен-плаггиоклазо- вый андезитов-базальт, 2113А То же, 2110В	20,7	1,2	4,8	3,0	1,5	68,8	Криптокри- сталлическая
	17,3	1,1	5,3	4,5	0,3	71,5	Интерсер- тальная (Pl, Clrx, Mt)
Андезитов-базальт, 2109А	8,9	Е. з.	0,8	1,4	0,04	88,8	Криптокри- сталлическая до микропы- китовой с Ow
Пироксен-плаггиоклазо- вый андезитов-базальт, 2108Б То же, 2108А	15,4	0,4	1,0	0,7	0,1	82,4	Интерсер- тальная
	12,6	—	4,9	—	—	82,5	Гиалопили- товая до фельзи- товой
Субафировый базальт, 2108	1,95	1,0	0,9	—	—	96,1	Гиалопили- товая (Gl ≫ Pl)
Мезоплаггиофировый базальт, 2107Б То же, 2106Г	15,0	1,4	0,5	—	—	82,9	Гиалопили- товая (Pl, Pх, Gl)
	10,8	1,3	1,1	—	—	86,5	Интерсер- тальная

Породы, номер образца	Вкрапленники					Основная масса	
	Pl	OI	Clpx	Orx	Mt	Содержание	Структура (состав)
Мегаплагиофировый базальт, 2106А	8,9	0,4	1,9	—	—	88,7	Гиалопилитовая
Мезоплагиофировый базальт, 2106	16,5	2,2	0,9	—	0,1	80,5	Интерсертиальная (Pl, Clpx, Mt, Gl)

ва Горный Зуб, в то время как мегаплагиофировые лавы в верховьях ледника Желтого определенно подстилают их.

Восточная часть массива Горный Зуб характеризуется широким развитием экструзий андезито-базальтов, андезитов и даек аналогичного состава. Все они приурочены к выделяемому здесь кольцевому разлому. Выходы экструзий наблюдаются в верховьях долины ручья Желтого и у подножия сбросового уступа горы 1926 м; дайки распространены на восточных отрогах массива. Крупный узел даек, среди которых имеются двух- или трехкратные, образуют гору Горный Зуб. Мощность отдельных даек не более 2,5 м. Простираение субкольцевое, отдельные дайки приурочены к дуговым разломам секторных депрессий (грабенов). Состав даек варьирует от оливинсодержащих базальтов (иногда диабазов) до стекловатых дацитов, при этом дайки средне-кислого состава (андезито-дациты) и дациты приурочены к разрезам горы 1926 м. В. Н. Борисова [9] отмечает в ряде случаев перекрытие даек лавами верхней толщи вулкана Горный Зуб.

Изучение элементов залегания и фациального состава описываемых отложений позволяет реконструировать для них ряд центров извержений. Наиболее крупный центр, т. е. собственно вулкан Горный Зуб, располагается на месте современной вершины вулкана Овальная Зимина, в верховьях ледника Желтого. Для него была характерна существенно эффузивная деятельность с извержением мегаплагиофировых лав. Более поздние центры меньшего масштаба реконструируются в восточной части массива в районе горы Горный Зуб и безымянной вершины к северу от нее. Для обоих центров характерны сгущения даек и их приуроченность к кольцевому разлому.

Наличие кольцевого разлома и связанных с ним реконструированных вулканических центров, экструзий и даек, а также развитие на ограниченной этим разломом площади хорошо сортированных озерных отложений указывают на существование здесь структуры типа кальдеры. Обрушение кальдеры было, вероятно, неравномерным; движения происходили главным обра-

зом в ее восточной части. Если учесть, что к восточной же части массива приурочена серия линейных и секторных грабен [29, 33] с преимущественным обрушением последних также к востоку, можно предположить, что формирование всех указанных структур связано с положением массива на границе Центрального поднятия и Хапиченской впадины (см. главу II). Формирование кальдеры было, по-видимому, долговременным и эпизодически сопровождалось внедрением магм средне-кислого состава. Если экструзии андезитов или поток и дайки дацитов в районе ледника Желтого и вершины 1926 м связаны с началом формирования кальдеры, то экструзии андезито-дацита на юге вулкана Овальная Зими́на являются более поздними, уже голоценовыми образованиями.

Вулканы Малая и Острая Зими́на. Образования вулкана Горный Зуб с угловым несогласием перекрываются более молодыми образованиями. Один из контактов можно наблюдать в цирке ледника Желтого, где субгоризонтально залегающие породы массива Горный Зуб (падение $330^\circ \angle 6^\circ$), перекрыты круто падающими породами вулкана Острая Зими́на (падение $60-90^\circ \angle 37^\circ$).

Отмеченные молодые образования неоднородны по составу и строению. На севере и северо-западе это преимущественно базальты и андезиты. При этом отмечается чередование тех и других. На пологих склонах можно видеть, как потоки базальтов перекрывают андезиты, вблизи вершины соотношения обратные. Для базальтов северного склона обнаружен центр излияния на высоте 2300—2400 м (Малая Зими́на). Он определен по характерным остаткам кратера, наличию толщи кратерных туфобрекчий и периклинальному падению лав. Кратер закупорен экструзией андезитов. Андезиты пологих склонов, расположенных на северо-востоке и частично на западе от реконструированного кратера, связаны с побочными извержениями (см. рис. 28).

На востоке от вулкана Овальная Зими́на развиты преимущественно андезиты и андезито-дациты и только в нижней части разрезов — плагиобазальты. Эти породы слагают хорошо выраженный массив вулкана Острая Зими́на. В кратере этого вулкана расположена экструзия, сложенная андезито-дацитами. Экструзия андезитов отмечена также на южном отроге вулкана Острая Зими́на.

Площадь распространения пород вулканов Малая и Острая Зими́на грубо оконтуривается кальдерой. Их максимальные мощности составляют 500—650 м, $E \approx 70\%$. Заложение вулканов Малая и Острая Зими́на, по-видимому, связано с формированием внутренних дуговых разломов кальдеры, фиксируемых в настоящее время прерывистой цепью тектонических уступов на юге сопки Овальная Зими́на. Амплитуда обрушения по разломам составляет здесь около 150 м. К этим же разломам приурочены упоминавшиеся небольшие шлако-лавовые конусы ан-

дезитов на западных и северо-западных склонах Зиминых сопок.

Вулкан Овальная Зиминая венчает массив Зиминых сопок (рис. 30). Площадь отложений 31 км². Нижний уровень отложений вулкана на северо-северо-восточном склоне 2000 м, на юго-западе они опускаются до 1200 м, достигая долины р. Левого Толбачика. Отложения описываемого вулкана



Рис. 30. Вулкан Овальная Зиминая (июль). Вид с запада.

Крестиком отмечен лавовый андезитовый купол. Пологие склоны (слева) сложены мегалагнитофировыми лавами. На переднем плане — долина, залитая молодыми лавовыми потоками

образуют правильную периклиналь вокруг вершины, в низах они залегают с резким угловым и азимутальным несогласием на базальтах вулкана Малая Зиминая и андезито-дацитах вулкана Острая Зиминая (цирк ручья Желтого). На вершине вулкана отмечены субгоризонтальные залегания лав и зона измененных пород, указывающие на положение кратера.

Возраст вулкана Овальная Зиминая определяется первой половиной голоцена. Разрез вулкана типично стратовулканический; в средней и нижней частях разреза В. Н. Борисова отмечает присутствие слоев пемз и агломератовых потоков мощностью до 10—15 м. Мощность лав составляет 10—12 м до 20—30 м, длина не превышает 5 км. Для потоков характерна полосчатая текстура. На схеме (см. рис. 28) показаны наиболее молодые потоки.

Состав пород варьирует от андезито-дацитов до дацитов, однако в отличие от дацитов вулкана Острая Зиминая в этих породах часто содержатся вкрапленники кварца. Для дацитов

вулкана Овальная Зими́на характерна высокая кристалличность, обилие белого плагиоклаза, отчего они приобретают сахаровидный облик. Породы содержат множество включений, го-меогенных и ксенолитов, преимущественно пироксен-плагиоклазового состава. Кратер вулкана закупорен экструзией (обелиском) дацитового состава, со становлением которой, по-видимому, был связан взрыв, положивший начало образованию цирка ледника Желтого [35]. Максимальная мощность пород вулкана около 600 м.

Одновременно с внедрением вершинной экструзии или несколько раньше на южном склоне вулкана Овальная Зими́на образовались два экструзивных купола, имеющих состав андезито-дацитов. По данным Б. И. Пийпа [90], синхронно с образованием описанных экструзий на южных склонах вулкана (2600—2700 м) произошло внедрение межпластовых экструзий полосчатых гялодацитов, содержащих в стекловатой основной массе вкрапленники пироксена, лабрадора и кварца. Однако работавшие здесь позднее К. Н. Рудич и К. М. Тимербаева [104] и В. Н. Борисова, [9] пришли к выводу о лавовой природе этих пород. Таким образом, образование гялодацитов, по-видимому, относится к заключительным актам терминальной деятельности вулкана; внедрение экструзий произошло несколько раньше.

В цирке ледника Желтого у подножия огромной скалы-оползня обнаружен термальный источник с температурой летом 16—19°С (см. рис. 28). Химический состав воды источника следующий (в мг/л; аналитик Г. Новоселецкая): катионы: K^{1+} 10,96 (1,78)*, Mg^{2+} 50,80 (26,67), Ca^{2+} 164,8 (52,6); Na^{1+} 68,0 (18,83), NH_4^{1+} 0,4 (0,13), сумма 294,96 (100,1); анионы: Cl^{1-} 47,88 (8,19), SO_4^{2-} 431,30 (54,80), HCO_3^{1-} 366,00 (36,65), F^{1-} 1,20 (0,36), сумма 846,38 (100,0). Кроме того, присутствуют недиссоциированные молекулы H_2SiO_3 (3,30 мг/л), H_3BO_3 (1,64 мг/л); рН 7,05. Этот источник указывает на продолжающуюся гидротермальную активность вулкана Овальная Зими́на.

Петрография пород. Количественно-минеральный состав пород Зими́ных сопков приводится в табл. 16. По сравнению с нашими данными (см. табл. 15) в идентичных по составу породах В. Н. Борисова показывает несколько большие содержания фенокристаллов в них. Это связано с различными методами подсчета (наши — на МИУ-I, В. Н. Борисовой — на ИСА). В количество фенокристаллов, указываемое В. Н. Борисовой, очевидно, вошла часть микролитов основной массы.

Если считать, что только плагиоклазы I генерации являются подлинными фенокристаллами, то их количество в породах в общем не более 10—12%. Эти вкрапленники содержат многочисленные включения стекла, имеют сложную и многократную

* В скобках указан экв. %.

Количественно-минеральный состав (в %) пород Зиминых сопков, по данным В. Н. Борисовой

Породы	Вкрапленники						Основная масса	
	Pl	Ol	Clpx	Opх	Mt	Ow	Содержание	Структура и др.
Оливин-пироксен-плаггио- оклазовый базальт, вул- кан Горный Зуб (3)	28 Ап ₆₃	6,1 Fa ₂₁	1,1 Wo ₃₃ Fs ₂₁	7 Fs ₁₆₋₂₀	2,3	—	55,5	Интерсерральная, долеритовая; n _{Gl} 1,568—1,575
Андезито-базальт из дайки, там же (2)	15,5 Ап ₅₉	5,7 Fa ₁₉	5,0	0,3	1,5	—	72,0 Ап ₅₄	Гиалопилитовая, доле- ритовая
То же, лава, там же (3)	19,8 Ап ₅₈	1,5	4,4	2,6	1,0	—	70,4 Ап ₅₄	Микролитовая, гиало- пилитовая, интерсерраль- ная; n _{Gl} 1,545±0,005
То же, экструзии, там же	14,8 Ап ₅₇	7,7 Fa ₂₃₋₂₈	5,8	0,4	1,2	—	70,1 Ап ₅₄	Интерсерральная до микродолеритовой
Двупироксеновый анде- зит-базальт (3)	20,3 Ап ₅₁₋₅₇	2,7 Fa ₂₁	1,1	5,0 Fs ₂₀₋₂₄	0,7	—	70,2 Ап ₄₈	Трахитовая; n _{Gl} 1,532—1,540
То же, из дайки (2)	30,1 Ап ₆₁	0,7	3,9	2,1 Fs ₃₅	0,7	—	62,0 Ап ₄₉	Микролитовая; n _{Gl} 1,535—1,540

Двупироксеновый анде- зит (3)	26 Ап ₆₄	0,3	4,1	5,9	0,9	—	63,1 Ап ₅₅	Интерсерральная, гиалопилитовая; n _{Gl} 1,528—1,535
Андезито-дацит, вулкан Острая Зиминая (2)	30 Ап ₅₄	—	2,6 Wo ₄₃ Fs ₁₄	5,7 Fs ₃₃₋₃₅	2,1	0,1	60,2 Ап ₄₅	Гиалопилитовая, пилотакситовая
То же, вулкан Оваль- ная Зиминая (2)	29,5 Ап ₅₀₋₅₁	—	3,3 Wo ₂₂₋₄₇ Fs ₂₇₋₁₃	6,2 Fs ₂₋₂₇	1,5	1,2	57,8 Ап ₄₁₋₄₂	Гиалопилитовая
То же, полоса полос- чатой лавы [104]	30 Ап ₃₅₋₄₀	Зерна	2,5 Wo ₃₈₋₄₄ Fs ₁₈₋₁₄	6,0 Fs ₂₇	2,0	1,4	58,1 Ап ₃₃₋₃₅	Гиалопилитовая, интерсерральная; n _{Gl} 1,500
Андезито-базальт, поло- са из полосчатой лавы [104]	22 Ап ₄₅₋₅₂	0,5 Fa ₃₃	3,5 Wo ₄₄₋₄₆ Fs ₁₄₋₁₈	1,5 Fs ₂₇	1,8	—	70,7 Ап ₄₀₋₄₄	Гиалопилитовая; n _{Gl} 1,515

Примечания. 1. В числителе — содержание, в знаменателе — состав минерала (для основной массы показан состав присутствующего в ней плаггиоклаза). 2. В скобках указано количество подсчетов, использованных при усреднении. 3. n_{Gl} — показатель преломления стекла.

зональность, волнистое погасание и другие аномальные свойства. Появление плагиоклаза II генерации, по-видимому, связано с особенностями кристаллизации в эффузивную или предэффузивную стадию. Размеры плагиоклаза составляют 2—4 мм, и только в мега- и мезоплагиофировых базальтах они больше (до 2—3 см). Однако во всех породах, не только в базальтах, но и в андезитах и дацитах, присутствуют единичные крупные выделения плагиоклаза, аналогичного тому, который типичен для мезоплагиофировых лав. В этом отношении породы Зиминных сопков схожи с породами Плоских сопков.

Оливин присутствует почти во всех породах в виде неправильных, часто резко корродированных выделений размером от долей миллиметра до 5 мм. Он бесцветный, редко слабо зеленоватый, оливковый, иногда в нем можно наблюдать спайность. Обычны случаи коррозии и дезинтеграции оливина с развитием вокруг него тонкозернистых оторочек клинопироксена. В ортопироксеносодержащих породах оливин замещается также ортопироксеном; в некоторых случаях оторочка клинопироксена развивается вокруг агрегата оливина и ортопироксена. Редко наблюдается опацификация оливина с выделением магнетита.

Клинопироксен присутствует во всех породах как во вкрапленниках, так и в микролитах. Размеры его и форма (степень идиоморфизма) его вкрапленников близки к таковым для оливина. Часто наблюдаются сростки пироксенов в мономинеральных агрегатах или в ассоциации с оливином и плагиоклазом I генерации. В последнем случае обычен ксеноморфизм цветным по отношению к плагиоклазу. По оптическим свойствам (cNg , $2V$) состав клинопироксена отвечает авгитам с варьирующим содержанием Wo . Для пироксенов, отобранных с одного образца кристаллолитокластического туфа вулкана Горный Зуб были измерены показатели преломления. Измерению подвергались сростки кристаллов, диаметром (2; 4 и 5 мм), удлиненные призмы (3×2 мм и $4 \times 2,5$ мм), уплощенные призмы различных размеров и обломки клинопироксена. В результате установлено, что оптические константы клинопироксена заметно варьируют: n_g изменяется от 1,716 до 1,723; n_p — от 1,680 до 1,688; $n_g - n_p$ колеблется от 0,029 до 0,036. Пироксен здесь имеет темно-зеленую до черной окраску, поверхность его пористая, корродированная; в ядрах крупных выделений встречаются мелкие включения оливина. Химический состав клинопироксена (обр. 45-3) из пород вулкана Горный Зуб следующий (вес. %): SiO_2 51,17%; TiO_2 0,53; Al_2O_3 4,17, Fe_2O_3 3,16; FeO 5,8, MnO 0,12, MgO 15,30, CaO 17,77, Na_2O 0,78, K_2O 0,19, P_2O_5 0,14, H_2O — 0,12, H_2O^+ 0,3. Кристаллохимическая формула: $(K_{0,01}Na_{0,06}Ca_{0,71} \times Mg_{0,22})_{1,0} \cdot (Mg_{0,63}Fe_{0,18}^{2+}Fe_{0,09}^{3+}Ti_{0,02}Al_{0,08})_{1,0} \cdot [(Si_{1,90}Al_{0,10})_2O_6]$. По химическому составу клинопироксены отвечают авгиту; авгит из пород Удиных сопков несколько более кальциевый. Для сравнения приведем здесь состав клинопироксена (обр. 595) из

пород вулкана Малая Удина (вес. %): SiO_2 49,24, TiO_2 1,20, Al_2O_3 4,92, Fe_2O_3 4,10, FeO 5,06, MgO 14,82, CaO 20,24, Na_2O 0,25; K_2O 0,10, H_2O^- 0,26; H_2O^+ 0,31. Кристаллохимическая формула: $(\text{Ca}_{0,80}\text{Mg}_{0,18}\text{Na}_{0,02})_{1,0} \cdot \text{Mg}_{0,64}\text{Fe}_{0,16}^{2+}\text{Fe}_{0,12}^{3+}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,05})_{1,0} \times [(\text{Si}_{1,83}\text{Al}_{0,17})_{2,0}\text{O}_6]$.

Ортопироксен присутствует во всех породах, за исключением мегаплагиофировых лав. Выделения ортопироксена меньше по размерам, чем обычные вкрапленники, и могут быть отнесены к фенокристаллам II генерации. Состав ортопироксена изменяется от $\text{En}_{60}\text{Fs}_{40}$ (гиперстен) до $\text{En}_{80}\text{Fs}_{20}$ (бронзит), не обнаруживая четкой зависимости от состава пород. Однако нужно отметить, что бронзиты и даже энстатиты встречаются в андезито-дацитах (см. табл. 16). Ортопироксен имеет слабый плеохроизм от бесцветного или слабо-зеленоватого (по Ng) до бледно-коричневатого (по Np); он часто опацифицирован, и тогда плеохроизм усиливается по окраске. Нередко встречаются микростяжения ортопироксена, мономинеральные или с мелкими зернами плагиоклаза. Однако эти сростки отличаются от упомянутых выше сростков выделений I генерации. В мелких сростках часто можно наблюдать пористое стекло, акцессорные минералы, т. е. признаки, указывающие на прерванную кристаллизацию участков расплава, обогащенных летучими.

Структура и состав основной массы пород приведены в табл. 15. Из редко встречающихся особенностей отметим наличие участков пойкилитового строения в основной массе некоторых андезито-базальтов (обр. 2109А). Эти участки составляют 5—20% объема породы. Мезостазис в них сложен кварцем или кристобалитом, а вростки — плагиоклазом, клинопироксеном, апатитом и магнетитом. Подобные структуры основной массы пород встречены на вулкане Камень в базальтах пьедестала. Они были описаны Б. И. Пийпом, а также изучались автором в плиоцен-четвертичных лавах района р. Налычева (Авачинско-Жупановская группа вулканов). Такие структуры образуются при кристаллизации гибридных или контаминированных базальтовых магм.

В породах Зиминых сопок, вне зависимости от их кислотности, редко встречается амфибол. Выделения этого минерала в некоторых андезито-дацитах почти полностью диссоциированы в агрегат: $\text{Pl} + \text{Orx} + \text{Mt}$. Этот факт, а также рассмотренный парагенезис фенокристаллов с ортопироксеном указывают на относительно высокую температуру и, вероятно, сравнительную сухость магм, из которых образовались породы Зиминых сопок. Такому выводу, на первый взгляд, противоречит наличие в массиве Зиминых сопок мощной зоны гидротермальноизмененных пород. Однако возможно, что это взаимообусловленные факты, т. е. что определенные условия привели к частичному удалению летучих из магмы и их реализации в зоне измененных пород.

Этими условиями могут быть: наличие неглубокого магматического очага у вулкана и его постоянная связь с поверхностью (частично открытая система). Оптимальные условия для проявления предполагаемого процесса, по-видимому, существовали во время формирования кальдеры.

В заключение этого раздела хочется описать редкий случай сплавления среднезернистого озерного песчаника (Q₂) лавовым потоком плагиоклазового базальта, наблюдавшийся автором в районе Толбачинского перевала на склоне вулкана Овальная Зими́на. Поток имеет мощность 2,5—3 м. Песчаники метаморфизованы не повсеместно вдоль контакта, а в небольших западинах, захваченных неровным нижним краем потока, на глубину от 15 до 20 см. На эту глубину песчаник сплавлен в черное неполяризующее стекло (бухит). На контакте с песчаниками в базальте местами появляются возгоны и миндалины. Сопоставление химического состава нормального и метаморфизованного песчаника показывает постепенное уменьшение в нем содержания воды по мере приближения к контакту с лавой, некоторые вариации содержания щелочей и небольшое увеличение содержания СаО, MgO, FeO, которые, возможно, заимствуются из лавы (табл. 17). Плавление песчаников таким маломощным потоком, вероятно, связано с высоким содержанием в лаве летучих, удерживающихся в ней вплоть до остановки потока.

Петрохимия пород. На основании опубликованных химических анализов пород Зиминых сопек [89] и анализов, при-

Таблица 17
Химический состав лавы и сплавленного песчаника на контакте с ней

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	54,18	1,14	17,64	2,22	5,83	0,16	5,06
2	68,64	0,59	10,02	2,02	4,28	0,18	4,60
3	—	—	—	—	—	—	—
4	68,14	0,63	10,55	1,98	3,97	Не опр.	3,43

Продолжение табл. 17

Номер анализа	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Сумма
1	8,48	2,79	1,45	0,71	0,14	0,30	100,10
2	5,27	1,42	0,64	1,61	0,20	0,20	99,67
3	—	2,10	0,80	2,84	—	—	—
4	4,85	1,77	0,78	3,52	—	0,22	99,84

1 — лавовый поток, обр. 2160; 2 — бухит, в 5 см от контакта с лавой, обр. 2160/II; 3 — то же, в 15 см от контакта с лавой, обр. 2160/III; 4 — среднезернистый песчаник. Аналитик Т. В. Долгова.

Таблица 18

Химический состав экзотических пород и средние составы пород Зиминых сопок

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	57,62	0,48	14,85	3,26	4,51	0,12	5,77
2	63,51	0,69	15,25	2,54	2,22	0,10	2,53
3	63,45	0,72	15,60	2,62	2,26	0,12	2,26
4	64,80	0,31	14,88	2,33	2,50	0,10	2,87
5	64,00	0,30	16,88	1,98	1,60	0,09	1,68
6	53,72	0,56	18,13	2,51	4,86	0,06	5,79
7	58,79	0,52	16,00	2,63	4,44	0,09	4,47
8	61,44	0,48	16,08	3,42	2,24	0,07	3,48

Продолжение табл. 18

Номер анализа	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
1	7,00	3,46	1,60	—	1,38	0,16	100,21
2	5,04	3,54	2,31	—	—	2,10	99,83
3	5,10	3,54	2,24	—	—	2,08	99,99
4	4,67	3,88	2,32	0,07	1,41	0,08	100,22
5	4,86	2,91	2,29	0,12	2,16	1,04	99,91
6	8,72	2,94	1,15	—	—	1,40	99,84
7	7,20	2,89	1,65	—	—	1,00	99,68
8	5,92	3,56	1,91	—	—	1,20	99,80

Вулкан Овальная Зиминая: 1 — полосчатые лавы, андезито-базальтовая полоса [104], 2 и 3 — дацит из пирокластического материала, юго-западный склон (по В. Н. Борисовой); 4 — полосчатая лава, андезито-дацитовая полоса [104]; Вулкан Горный Зуб: 5 — лавовый поток афирового дацита, пачка кратерно-озерных отложений, аналитик Н. Р. Гусакова. Средние составы вулканитов: 6 — вулкана Горный Зуб (из 9), 7 — вулкана Острая Зиминая (из 2), 8 — вулкана Овальная Зиминая (из 11).

веденных в табл. 17 и 18, рассчитаны средние составы для пород отдельных вулканов. Все анализы показаны на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 31). Породы относятся к нормальным известково-щелочным с преобладанием Na₂O над K₂O. Фигуративные точки пород вулкана Горный Зуб и последующих образований частично перекрываются в поле андезитов и дацитов заключительной стадии деятельности вулкана. Однако эти дациты в целом менее магнезиальные и железистые, чем дациты вулкана Овальная Зиминая. Мегаплагиофировые лавы более щелочные, чем остальные образования. Для всех лав характерно сравнительно низкое содержание TiO₂. Дациты и андезитодациты Зиминых сопок по сравнению с таковыми вулканов Безымянного и Большая Удина являются более магнезиальными. На диаграмме АФМ (рис. 32) видно, что эволюция состава пород Зиминых сопок в целом близка к стандартной линии эволюции известково-щелочных пород, по Р. Дэли.

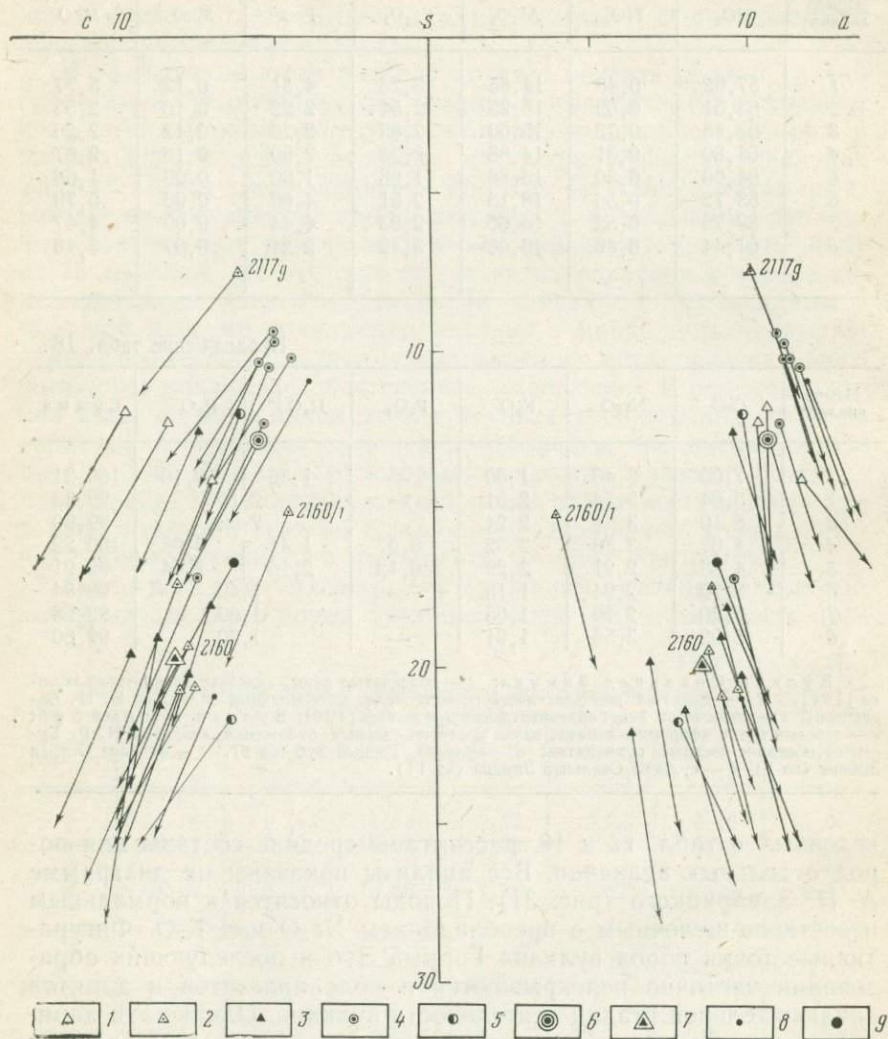


Рис. 31. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород Зиминых сопков.

Вулкан Горный Зуб; 1 — мегалагиофировые лавы; 2 — оливин-пироксеновые и двупироксеновые базальты, андезито-базальты; 3 — дайки и экструзии; 4 — породы вулкана Овальная Зиминая; 5 — то же, вулкана Острая Зиминая; 6 — полосчатые лавы (состав полос). Средние химические составы пород вулканов; 7 — Горный Зуб; 8 — Овальная Зиминая; 9 — Острая Зиминая. Номера образцов проставлены против новых анализов

Анализ песчаника (см. табл. 17) показывает, что его состав близок к дациту, что связано с присутствием в первом кислого пирокластического материала. Если учесть, что мощность толщи кратерно-озерных отложений, сложенных подобными породами, достигает 130 м, появление в разрезе этой толщи потока дацитов уже не будет казаться экзотическим явлением. Вероятно,

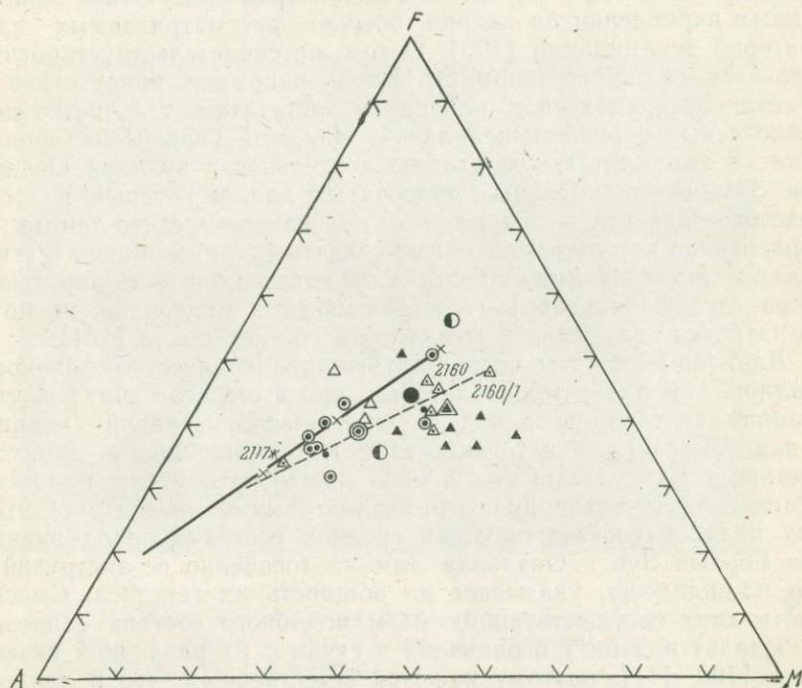


Рис. 32. Диаграмма *AFM* для пород Зиминых сопок.

Условные знаки см. рис. 31. Сплошная линия — известково-щелочные породы, по Р. Дэли; прерывистая — эволюционная кривая пород Зиминых сопок

вулканическая деятельность с образованием кислых пород в заключительную стадию развития вулкана Горный Зуб была долговременной и имела преимущественно эксплозивный характер.

В. Н. Борисова отмечает стабильность суммы *alkal* (22—23) в породах Зиминых сопок, характерную для пород, в образовании которых аккумуляция кристаллов не имела существенного значения. Она делает вывод о проявлении процессов ассимиляции при образовании пород вулкана Горный Зуб и их небольшом значении в образовании пород более молодых построек.

Породы средне-кислого состава, по мнению В. Н. Борисовой, образовались в результате кристаллизационной дифференциации предварительно контаминированной магмы. Ее выводы относительно происхождения андезитов и дацитов не могут считаться окончательными. Известно, что В. Ф. Попков ранее пришел к противоположному выводу о большом значении ассимиляции в образовании средне-кислых вулканитов [95]. Для дацитов вулкана Овальная Зими́на характерно присутствие оплавленных вкрапленников кварца, обычно рассматриваемых как критерий ассимиляции [100]. О том же свидетельствует богатство этих лав гиперстеном [151] или, например, присутствие в дацитах ортопироксенов, близких к энстатитам, т. е. резко неравновесных с вмещающей лавой. Наконец, укажем на проявление в заключительную стадию деятельности вулкана Овальная Зими́на своеобразных полосчатых лав, в которых полосы андезито-базальта чередуются с полосами андезито-дацита и образование которых необходимо связать с ассимиляцией. В этих лавах в составляющих их полосах отмечается близость парагенезисов (исключая кварц) и состава цветных минералов, несмотря на резкие вариации в химическом составе полос [104].

Дацитовые полосы содержат большее количество фенокристаллов, чем андезито-базальтовые, при этом, если считать, что разница частично возникла за счет новообразований (кварца и плагиоклаза), то и тогда остается обогащенность дацитов цветными минералами (на 3,5%). Здесь же отметим близость химических составов андезито-базальтовых и андезито-дацитовых полос и соответствующих средних составов пород вулканов Горный Зуб и Овальная Зими́на (особенно ее экструзий), что по-видимому, указывает на общность их генезиса. Смесь двух сосуществующих магм подобного состава (андезито-базальт и дацит) ограничена в связи с различной вязкостью [100, 111], поэтому кажется естественным, что в данном случае образуются полосчатые разности пород, а не гомогенные смеси.

Таким образом, можно прийти к выводу о широком развитии в породах Зими́ных сопки признаков, указывающих на роль ассимиляции вмещающих пород, в формировании исходной магмы. Имея в виду широкое развитие этих признаков в андезито-базальтах, базальтах, составляющих значительный объем всего массива, возможно, правильнее было бы говорить уже не об ассимиляции вмещающих пород базальтовой магмой, а о генерации магмы в коре, т. е. о палингенезе.

Петрохимические свойства пород Зими́ных сопки изменяются во времени: базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты (вулкан Горный Зуб) → андезито-базальты (базальты) + андезито-дациты, дациты (вулканы Малая и Острая Зими́на) → андезито-дациты, дациты + гибридные (полосчатые) породы (вулкан Овальная Зими́на).

§ 7. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ГРУППА УДИНЫХ СОПОК

Группа Удиных сопок состоит из двух вулканов: Малая и Большая Удина, расположенных на юге Ключевской группы (рис. 33); геологическое строение вулканов см. прилож. 3).

Вулкан Большая Удина (2923 м). В строении этого вулкана К. М. Тимербаева [118] выделяет два самостоятельных комплекса — нижний и верхний, формирование которых



Рис. 33. Общий вид вулканов Большая и Малая Удина (последний отмечен крестиком). Вид с запада. На переднем плане справа — купол Южный. Фото Н. Смелова

разделялось перерывом, сопровождавшимся оледенением и образованием коры выветривания на породах нижнего комплекса.

Нижний комплекс, сложенный андезитами и дацитами, формировался в такой последовательности: гиперстеновые андезиты → гиперстен-роговообманковые андезито-дациты → роговообманковые дациты. Пирокластика в разрезах преобладает над лавами. Наблюдаемая мощность пород нижнего комплекса около 400 м, в районе центра извержений она, по-видимому, больше. Отложения представлены преимущественно агломератами раскаленных лавин, направленных взрывов, мантии экструзивных куполов, пролювием. К поздним образованиям нижнего комплекса К. М. Тимербаева относит пемзы. В районе подножия северного склона Большой Удины наблюдается налегание пород нижнего комплекса на андезито-базальты. Эти андезито-базальты встречаются редко и, к сожалению, нельзя оценить

масштаб их проявления. Однако важно отметить, что их образование предшествовало образованию пород средне-кислого состава.

В верхнем комплексе выделяются три толщи: андезито-базальтовая, гиперстеновых андезитов, двупироксеновых андезитов.

Андезито-базальтовая толща является наиболее древней и по степени расчленения и характеру распространения слагающих ее пород близка к нижележащему комплексу; по геоморфологическим признакам их можно объединить. Породы этой толщи представлены андезито-базальтами, снизу преимущественно пирокластикой, сверху лавами. Общая мощность 120 м; коэффициент эксплозивности 70%.

Толща гиперстеновых андезитов залегает на андезито-базальтовой толще и местами на породах нижнего комплекса. Очевидно, ее формированию предшествовал длительный перерыв. Эта толща сложена преимущественно лавами монотонного состава ($E=30\%$). Мощность ее около 600 м в районе центра извержения. Образование толщи гиперстеновых андезитов закончилось формированием вершинной экструзии, сложенной роговообманковым андезитом. Останцы экструзии слагают ныне сильно эродированный кратер вулкана.

Толща двупироксеновых андезитов распространена только в восточном секторе вулкана. Ее формированию предшествовало образование трога в отложениях нижележащей толщи, что и определило ареал распространения пород верхней толщи. Породы толщи представлены однообразными андезитовыми лавами, мощность потоков 4—8 м. $E=10\%$, т. е. состав разреза существенно лавовый. Мощность толщи около 50 м.

К наиболее молодым образованиям вулкана Большая Удина К. М. Тимербаева [118] относит ряд экструзивных куполов роговообманковых андезитов, часть из которых, как будет показано, связана с эволюцией вулкана Малая Удина. Структурно с вулканом Большая Удина тесно связан наиболее крупный Южный купол высотой 350—400 м, и небольшая экструзия на севере вулкана (см. прилож. 3). Южный купол несет на себе следы ледниковой обработки, поэтому датируется верхним плейстоценом. Может быть намечена следующая эволюция вулкана Большая Удина во времени: базальты, андезито-базальты → андезиты, дациты ($Q_2?$) → андезито-базальты (Q_3^{1-2}) → гиперстеновые андезиты (Q_3^3) → двупироксеновые андезиты (Q_4^1). Породы нижнего комплекса, включая андезито-базальтовую толщу (Q_3^{1-2}), слагают, по нашим представлениям, правулкан Большая Удина, остальные две толщи относятся собственно к вулкану Большая Удина.

Вулкан Малая Удина (1945 м) покоится на пологой щитообразной возвышенности, которая К. М. Тимербаевой ин-

терпретируется как сводовое поднятие. Однако возможно, что это аккумулятивное поднятие, т. е. правулкан. В пользу последнего свидетельствует характерный состав лав, слагающих поднятие и распространенных вблизи вулкана. Это — плагиоклазовые андезито-базальты, содержащие изометричные сравнительно крупные (до 3 мм) таблички белого плагиоклаза. Эти породы слагают верхнюю часть разреза долины р. Левый Толбачик преимущественно на ее правом борту (удинский комплекс). Они же выходят в увалоподобных возвышенностях с востока и севера от вулкана Малая Удина, а также в разрезе седловины между вулканами Большая и Малая Удины.

Отмеченный выше выход древних андезито-базальтов на северном склоне вулкана Большая Удина также близок по составу к этим породам. Падение лав андезито-базальтов повсюду в сторону от вулкана Малая Удина под углами 10—25°. Возраст описываемых образований доледниковый, средне-позднеплейстоценовый. Мощность плагиоклазовых андезито-базальтов вулкана Малая Удина ориентировочно установлена в 200—300 м, в бортах р. Левого Толбачика она составляет 50—70 м.

Выделение правулкана в основании вулкана Малая Удина возвращает нас к прежней точке зрения Б. И. Пийпа [90], который считал этот вулкан более древним, чем Большая Удина. Однако этот вывод не касается собственно вулкана Малая Удина, имеющего заведомо молодой возраст.

Собственно вулкан Малая Удина представляет собой крутосклонный конус с типичным стратовулканическим разрезом. К. М. Тимербаева [118] выделяет здесь лаво-пирокластическую и вершинную толщи. Первая представлена чередованием лав и пирокластов базальта с $E=75\%$, вторая — существенно пирокластическая. Лавы имеют состав оливиновых базальтов и распространены на северо-восточных склонах вулкана в виде плащеобразной залежи мощностью в несколько метров. Мощность лаво-пирокластической толщи около 800 м, вершинной — 100 м. Конус вулкана Малая Удина пересекается большим количеством базальтовых даек и одной дайкой роговообманкового андезита.

Вулкан Малая Удина окружен многочисленными экстрюзиями (рис. 34). К ним относятся экстрюзии: Северная, Песчаная сопочка, Юго-Восточная, Восточная, Шероховатая, Голубичная и ряд безымянных, вскрытых в разрезах увалов северо-восточного подножия вулкана. Их общими признаками являются приуроченность к дуговым разломам вулканотектонической депрессии, тяготеющей к вулкану Малая Удина, и сходный андезитовый состав. Экстрюзии по форме типично трещинные. Возраст их различный: выраженные в рельефе экстрюзии не обработаны ледниками и образованы, по-видимому, в голоцене; экстрюзии, вскрытые в увалах, — позднеплейстоценовые, доледниковые. Таким образом, более древние экстрюзии имеют со стра-

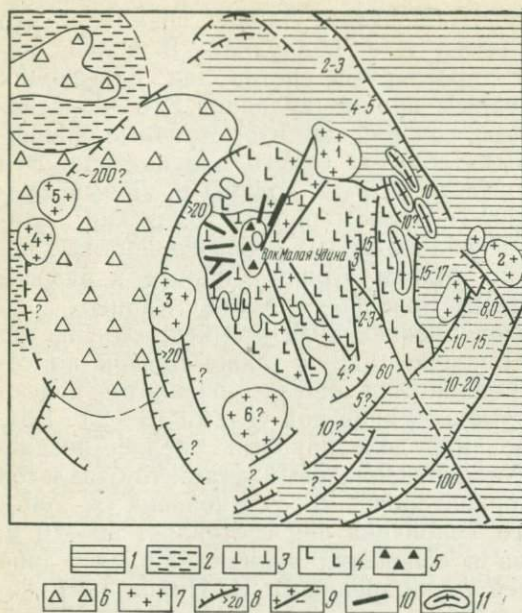


Рис. 34. Схема вулканотектоники вулкана Малая Удина

1 — Хапиченское плато; 2 — нижний вулканический комплекс вулкана Большая Удина; 3 — лаво-пирокластическая толща базальтов вулкана Малая Удина (Q_3^3); 4 — верхняя базальтовая толща, там же; 5 — кратерный агглютинат, там же (Q_3^3); 6 — толща двупироксеновых андезитов вулкана Большая Удина (Q_4^1 ?); 7 — экструзии андезитов; 8 — вулканотектонические трещины со смещением (цифры — амплитуды смещения в метрах); 9 — трещины оползания; 10 — дайки; 11 — экструзии афировых андезитов (в разрезе). Белое — нерасчлененные рыхлые отложения: пролювий, делювий, морены и т. д. Экструзии: 1 — Северная, 2 — Песчаная сопка, 3 — Юго-восточная (сопочка Степана Степановича), 4 — Шероховатая, 5 — Восточная, 6 — Голубичная

товулканом Малая Удина лишь структурную общность, поскольку их внедрение предвляло образование вулкана. Формирование этих экструзий, вероятно, являлось заключительным этапом в деятельности доледникового правулкана.

В формировании вулканотектонической депрессии можно выделить два этапа. Первый — в позднем плейстоцене, когда была образована депрессия в контуре экструзий Шероховатой, Восточной и древних экструзий на севере и северо-востоке от вулкана Малая Удина. Разломы этой депрессии контролируют распространение толщи двупироксеновых андезитов вулкана Большая Удина. Смещение по ним оценивается в 200 м. Второй этап — голоценовый. Депрессия этого возраста оконтуривается Юго-Восточной, Голубичной и Северной экструзиями. Формирование малой депрессии сопровождалось оползанием восточных склонов сопки Малая Удина по лотковым сбросам (см. рис. 34).

Экструзии древних андезитов имеют афировое строение и являются межпластовыми (по типу внедрения). Они широко распространены в районе развития дугообразных увалов к северо-востоку от вулкана Малая Удина. Экструзии, выраженные в рельефе, были описаны ранее [118]. Все они сложены роговообманковыми или гиперстен-роговообманковыми андезитами. По-видимому, с образованием этих экструзий было связано внедрение упомянутой дайки роговообманковых андезитов на вулкане Малая Удина. Структурная связь молодых экструзий

с вулканом Малая Удина и их однотипность позволяют рассматривать экструзии как наиболее поздние его образования.

Петрография пород. Среди пород группы Удиных сопкок присутствует весь ряд от существенно оливиновых базальтов до андезито-дацитов (табл. 19). Однако андезиты и андезито-дациты составляют около 70% объема всех пород, в связи с чем средневзвешенный химический состав пород сравнительно кислый (см. ниже). Кроме пород, детально описанных К. М. Тимербаевой, в табл. 19 приводится характеристика биотитового дацита. Эти породы сравнительно редко встречаются среди пемз, залегающих на склонах вулкана Малая Удина, вблизи экструзии Северной. Химический состав дацита см. в прилож. 1 (обр. 2193 в). Биотит в даците развивается по опациitized амфиболу и в виде отдельных табличек. Основная масса этих пород полнокристаллическая (Pl+Qw), травлением установлено присутствие калиевого полевого шпата.

Главным минералом всех пород является плагиоклаз, оливин развит преимущественно в породах вулкана Малая Удина, авгит и гиперстен за некоторым исключением являются проходящими минералами. Анализируя петрографические особенности пород, К. М. Тимербаева [118] пришла к выводу, что они образовались в результате сложных процессов фракционной кристаллизации, ассимиляции и, возможно, гибридизма. Хотя влияние ассимиляции К. М. Тимербаева рассматривает в основном в связи с генезисом андезитов, нам представляется интересным отметить ряд устойчивых признаков, указывающих на ее роль в образовании базальтов (вулкан Малая Удина): присутствие в породах сравнительно железистого гиперстена, генерации плавленых плагиоклазов (корродированных, с включениями стекла) и генерации плавленых оливинов (Fe_{38-42}), более железистых, чем оливин второй генерации (Fe_{20}).

Петрохимические свойства описываемых вулканитов рассмотрены К. М. Тимербаевой [118] по 27 химическим анализам. На диаграмме А. Н. Заварицкого рои фигуративных точек пород близок к кривой Лассен-Пик, но отличается от нее несколько меньшими значениями характеристики c . Сумма $alkal$ колеблется от 19,4 до 25,3%, при этом для пород Малой Удины эти вариации меньше (21,4—23,7). Интересны колебания отношения K_2O/Na_2O , которые К. М. Тимербаева рассматривает как показатель ассимиляции: оно наибольшее в базальтах правулкана Малая Удина (0,62) и в андезито-базальтах нижнего комплекса вулкана Большая Удина (0,47), в дайках обычно выше, чем в лавах. Среднее значение отношения K_2O/Na_2O для вулкана Малая Удина составляет 0,37, для вулкана Большая Удина 0,43. Средний химический состав пород вулканов Большая и Малая Удина (рассчитано автором) приведен в табл. 20.

На диаграмме AFM для пород Удиных сопкок видно, что эволюция химического состава пород вулканов Большая и Ма-

Количественно-минеральный состав пород Удиных сопок (в %) Составлена по данным К. М. Тимербаевой [118]

Породы	Содерж. SiO ₂	Вкрапленники					Основная масса	
		P1	O1	Clpx	Orx	Amf		Mt
Вулкан Большая Удина								
Базальты и андезитобазальты	51—54	17,6 Ап _{72—69} -I; Ап _{63—69} -II	1,5 Fa _{26—28}	4,8 Wo _{35—41} Fs _{12—17}	0,8 Fs ₃₀	—	1,5	73,8
Двупироксеновые андезиты	56—57	22,0 Ап _{60—65} -I; Ап _{53—55} -II	—	2,9 Wo ₃₉ Fs ₁₅	3,2 Fs ₂₃	—	1,4	70,5
Гиперстеновые андезиты верхнего комплекса	—	28,6 Ап _{53—58} -I; Ап _{50—54} -II	—	1,8 Wo ₃₈ Fs ₁₄	5,4 Fs ₃₀	0,4	1,6	62,2
Роговообманково-гиперстеновые андезиты верхнего комплекса	—	25,3 Ап _{45—49} -I; Ап _{40—44} -II	—	1,1 Wo ₃₇ Fs ₁₄	2,4 Fs ₃₁	4,0	1,6	65,6
Гиперстеновые андезиты нижнего комплекса	60—63	28,5 Ап _{66—70} -I; Ап _{55—65} -II	—	2,0 Wo ₃₈ Fs ₁₇	4,6 Fs ₂₅	0,8	1,4	62,7
Пемзы	63	6,8 Ап _{47—54}	—	0,2 Wo ₃₇ Fs ₁₈	1,6 Fs ₂₂	2,6	—	88,8
Роговообманковые андезито-дациты	—	15,7 Ап _{47—51}	—	—	0,9 Fs ₂₄	6,8	1,4	75,2
Вулкан Малая Удина								
Базальты верхней толщи	49—51	23,4 Ап _{55—60} -I; Ап _{49—54} -II	6,0 Fa _{38—42} -I; Fa _{18—22} -II	1,9 Wo ₄₂ Fs ₁₄	—	—	1,7	67,0
Базальты лаво-пирокластической толщи	51—53	17,0 Ап _{57—60}	3,7 Fa ₂₂ -I	3,7 Wo ₃₆ Fs ₁₆	2,4 Fs _{30—34}	—	1,0	72,2
Базальты даек	53	32,6 Ап _{57—60}	2,9 Fa ₂₂	3,8 Wo ₃₉ Fs ₁₃	2,0 Fs ₃₀	—	1,1	57,6
Роговообманково-гиперстеновые андезиты, экструзии	—	30,8 Ап _{48—55}	—	—	3,3 Fs ₂₈	5,9	2,2	57,8
То же	—	29,0 Ап _{46—58}	—	—	—	3,1	2,1	65,8
То же	—	33,2 Ап _{67—70}	—	—	0,8 Fs _{33—30}	2,0	1,5	62,5
Биотитовый дацит пемз	—	27,3	—	4,2	Bi _{0,6}	1,3	1,5	65,0

Примечание. В числителе — содержание, в знаменателе состав минерала (O1 — по А. И. Винчеллу, Орх — по В. С. Соболеву, Clpx — по М. М. Веселовской).

Средний химический состав пород Удиных сопок

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
1	59,73	0,82	17,03	3,33	3,44	0,14	3,18	6,37	3,57	1,55	0,25	0,33
2	51,48	1,08	17,49	4,5	5,08	0,15	6,12	9,53	3,00	1,09	0,19	0,29
3	60,99	0,7	17,12	4,07	2,36	0,24	2,45	5,9	3,83	1,83	0,16	0,57
4	58,90	0,84	17,07	3,44	3,60	0,14	3,44	6,60	3,52	1,50	0,25	0,33

Вулканы: 1 — Большая Удина (средневзвешенный), 2 — Малая Удина (из пяти), 3 — Большая и Малая Удины, по экструзиям (из шести), 4 — общий средневзвешенный.

лая Удина подчиняется одним и тем же закономерностям (рис. 35). Базальты и андезито-базальты этих вулканов образуют общие группы, так же ведут себя и соответствующие более

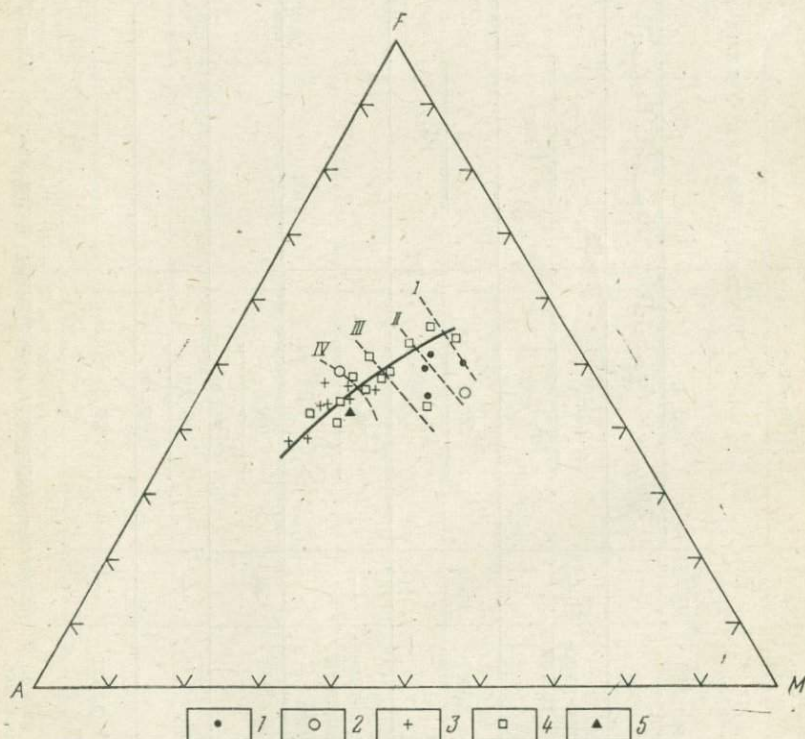


Рис. 35. Диаграмма *AFM* для пород вулканов Большая и Малая Удина. Вулкан Малая Удина: 1 — лавы, пирокласты; 2 — дайки; 3 — экструзии; вулкан Большая Удина: 4 — лавы, пирокласты, 5 — дайка. Прерывистые линии отражают эволюцию отдельных толщ (I—IV); сплошная линия — общее направление эволюции

кислые образования. В целом изменения их химического состава почти в точности отвечают эволюции известково-щелочной магмы (по Р. Дэли), от базальтовых до дацитовых ее членов, т. е. связаны преимущественно с колебаниями содержания щелочей и кремнезема. Однако эти изменения не являются направленными, поскольку появление андезитов (и дацитов) в истории вулканов Удиных сопок происходит многократно, в начале или в конце их возобновляющейся деятельности.

Раздвиг поля точек вблизи стороны *FM*, вероятно, объясняется так же, как на многих других вулканах Ключевской группы, более эффективным проявлением в базальтах и андезито-базальтах толеитовой тенденции дифференциации магмы, извергающейся практически непрерывно (например, в лавах толщи двупироксеновых андезитов, см. рис. 34, линия *III*). В противоположность этому намечающиеся разрывы между полями точек, характеризующих химический состав отдельных толщ (базальтовой, гиперстеновых андезитов, двупироксеновых андезитов и др.), связаны с перерывом во времени их образования.

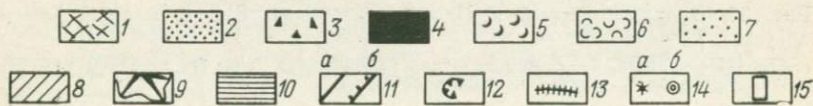
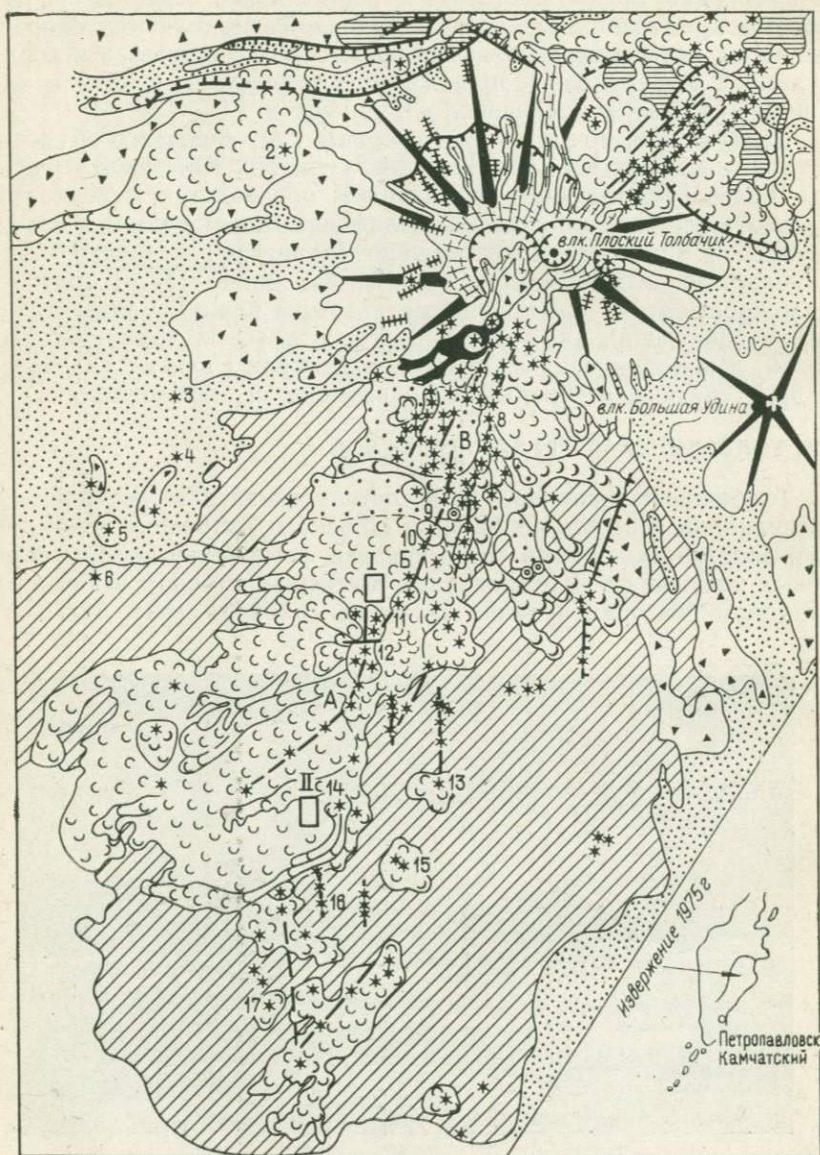
§ 8. ТОЛБАЧИНСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ

Толбачинская группа сопок состоит из двух тесно сросшихся вулканов: Острого (3682 м) и Плоского Толбачика (3085 м). Морфологически с ними тесно связаны региональные зоны шлаковых конусов, распространенные в северо-восточном и юго-юго-западном секторах вулкана Плоский Толбачик (рис. 36).



Рис. 36. Вулканы Острый и Плоский Толбачик. Вид с севера (конец августа).

1 — гора Поворотная, 2 — северо-восточная региональная зона. На переднем плане — долина р. Студеной, залитая молодыми лавами



Геологическое строение Толбачинской группы вулканов иллюстрируют рис. 37 и прилож. 3 (вкладка). Более подробно оно было описано автором ранее [41].

В постройке вулканов выделяются: наиболее древняя толща, вскрытая в районе р. Студеной и являющаяся их пьедесталом (правулкан Толбачик), вулканогенно-пролювиальная толща в низах разрезов стратовулканов и собственно стратовулканы Острый и Плоский Толбачик.

Послойные разрезы перечисленных образований различаются главным образом по фациальному составу отложений (рис. 38). Разрез правулкана — существенно лавовый ($E \approx 8-12\%$). Вулканогенно-пролювиальная толща сложена преимущественно пролювиальными или лахаровыми брекчиями и грубыми конгломератами, хотя по латерали в сторону вулканического конуса в разрезах более существенную роль начинают играть лавы и пирокласты ($E \approx 60-70\%$). Наконец, разрезы стратовулканов Острый и Плоский Толбачик — типично стратовулканические ($E \approx 40-60\%$).

Правулкан Толбачик имеет диаметр основания примерно 11 км, мощность пород в районе предполагаемых центров извержения 1000—1500 м, отношение высоты к диаметру равно 0,14, характерное для вулканов промежуточного типа между исландским и гавайскими типами. Породы правулкана по составу отвечают оливин-пироксеновым или авгитофировым базальтам, в верхней части разреза присутствуют плагиоклазовые базальты и андезито-базальты. Последние типичны также и для залегающей выше правулкана вулканогенно-пролювиальной толщи. Максимальные наблюдавшиеся мощности пород вулканогенно-пролювиальной толщи в восточных цирках стратовулкана Плоский Толбачик составляют 800—900 м.

Состав пород в обоих стратовулканах весьма близок. В нижних частях разрезов чередуются плагиобазальты (с пироксеном) и долеритовые (или авгитофировые, по Б. И. Пийпу) базальты,

Рис. 37. Схема геологического строения Толбачинских сопок и зон регионального вулканизма

1 — ледники; 2 — нерасчлененные рыхлые голоценовые отложения (пески, гравелиты, лахаровые отложения и др.); 3 — ледниковые отложения преимущественно второй фазы позднеледстоценового оледенения; 4 — датированные извержения; вулканические образования позднего голоцена; 5 — наиболее юные доисторические извержения; 6 — поле других позднеледстоценовых излияний, дужки показывают направление некоторых лавовых потоков; 7 — пирокластические равнины древнего извержения группы Аланд; 8 — ранне-голоценовые излияния; 9 — вулканы центрального типа; 10 — останцы древних лав плато; 11 — трещины (а — растяжения, б — с заметной амплитудой смещения); 12 — кратеры и кальдеры; 13 — дайки; 14 — центры вулканических извержений в региональной зоне шлаковых конусов (а — лавовые и шлаковые конусы, б — маары); 15 — центры извержения 1975 г.: I — 6/VII и II — 18/IX. Белое поле по краям рисунка — неохарактеризованные участки. На врезке показано место района на полуострове Камчатка.

Кратеры: 1 — Грибной, 2 — Колесова, 3 — Красная Сопочка, 4 — Белая Горка, 5 — Колзлей, 6 — Лесистый, 7 — Восхождения, 8 — Клешня, 9 — Песчаные горки, 10 — Аланд, 11 — № 1004, 12 — Высокая, 13 — Бурая, 14 — Каменная, 15 — № 500, 16 — № 364, 17 — Мохнатая

не содержащие заметных выделений плагиоклаза, в средней и верхней частях преобладают плагиоклазовые базальты (андезито-базальты) с пироксеном. Среди долеритовых базальтов макроскопически по размеру вкрапленников выделяются две разновидности: крупно- и мелкокрапленниковые, содержащие вкрапленники оливина и пироксена соответственно больше и меньше 1 мм.

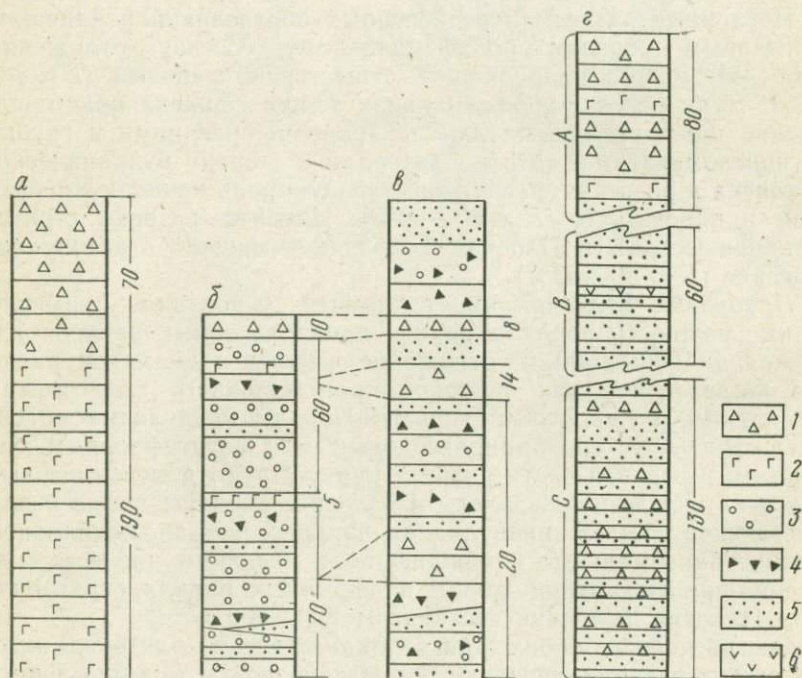


Рис. 38. Типы послойных разрезов вулканов Острый и Плоский Толбачик.

Разрезы: *а* — правулкана Толбачик (район р. Студеной); *б* и *в* — вулкана Острый Толбачик (*б* — периферия, *в* — средняя часть конуса); *г* — стратовулкана Плоский Толбачик. Мощность толщ указана в метрах.
1 — плагиобазальты; 2 — оливин-пироксеновые и долеритовые базальты; 3 — сортированные пролювиальные отложения (галечники, валуны, реже гравелиты); 4 — лаваровые и грубообломочные пролювиальные брекчии; 5 — пирокласты; 6 — андезито-базальты

Мелкокрапленниковые оливин-пироксеновые базальты близки к афировым породам. Они широко развиты в низах разреза северо-восточного сектора вулкана Плоский Толбачик и слагают лавовые потоки или межпластовые дайки. Двупироксеновые и гиперстеновые (роговообманковые) андезиты встречены в редких лавах и в пирокластике верхней части разреза вулкана Острый Толбачик, а также в обломках морен. Кроме того, лавы, содержащие роговую обманку, встречены во взрывных отложе-

ниях вулкана Острый Толбачик на юге от его вершины. На этом основании они отнесены к заключительным актам вулканической деятельности.

На обоих вулканах широко распространены радиальные дайки. На севере массива вдоль разлома встречаются кольцевые дайки, падающие в сторону от вулкана Острый Толбачик.

Радиальные дайки сложены порфиризовидными микродolerитами или пироксен (оливин)-плагноклазовыми и мезоплагнофирами базальтами. Последние обычно встречаются в дайках, рвущих кольцевые дайки, в то время как кольцевые дайки пересекают дайки оливин-пироксеновых и иных базальтов, существенно меланократовых по составу фенокристаллов.

Кольцевые дайки сложены андезито-базальтами, содержащими плагноклаз и редкие фенокристаллы цветных: пироксена и роговой обманки, иногда оливина. Мощность даек 1—1,5 м (не >5 м). Лишь дайки мезоплагнофиризовых базальтов имеют меньшую мощность: 0,2—0,5 м (до 1 м).

Большинство даек образовалось в заключительную фазу деятельности вулканов, до проявления регионального (ареального) вулканизма. С последним, вероятно, связаны лишь дайки мезоплагнофиризовых лав, идентичные по составу породам региональных зон.

Деятельность вулканов Острый и Плоский Толбачик* завершилась взрывами, образовавшими крупный цирк Острого Толбачика и, возможно, большую кальдеру Плоского Толбачика [35, 41]. Небольшая взрывная воронка на восточном борту кальдеры вулкана Плоский Толбачик образовалась в позднем голоцене, уже после формирования кальдерных лав.

Кальдерные лавы и региональные (ареальные) образования. Кальдера вулкана Плоский Толбачик заполнена мегаплагнофиризовыми лавами, т. е. породами, которые в разрезах одноименного стратовулкана не встречаются. Мощность мегаплагнофиризовых лав 200—400 м. Формирование кальдерной толщи закончилось в основном в первой половине голоцена, затем здесь происходила преимущественно эксплозивная деятельность [26]. Состав пород при этом не изменился.

К кальдере Плоского Толбачика с юго-юго-запада и северо-востока примыкают протяженные региональные зоны шлаковых конусов общей длиной около 65 км; протяженность юго-западной зоны ≈ 40 км. Угол схождения региональных зон у кратера вулкана Плоский Толбачик составляет примерно 150° . Это указывает на наклонное залегание единой для ареального вулканизма питающей колонны магмы под углом $80-75^\circ$ к востоку-юго-востоку. Показательно, что такое же строение имеют региональные зоны вулкана Дальний Плоский. Если принять ре-

* Имеется в виду докальдерная деятельность вулкана Плоский Толбачик.

гиональные зоны шлаковых конусов за поверхностное выражение глубинного разлома, достигающего по крайней мере очагов базальтовой магмы в мантии, то можно вычислить наклон этого разлома и использовать эту величину для различных геологоструктурных построений (см. ниже, рис. 56).

Общее строение региональных зон, их фациальный и петрографический состав, типы лав разбирались В. И. Влодавцем [15], Б. И. Пийпом [90], А. Н. Сириным [109] и другими исследователями. Установлен голоценовый возраст региональных зон. Выделяются ранне- и позднеголоценовые образования: первые представлены мегаплагиофировыми лавами, вторые — мега- и микроплагиофировыми, а также оливин-пироксеновыми лавами. Масштабы более молодых ареальных извержений меньше, граница между породами двух фаз извержений достаточно резкая, и на этом основании можно говорить о некотором перерыве между фазами.

Наиболее юные образования юго-юго-западной зоны связаны с системой из трех кулисообразно расположенных трещин, протягивающихся в общей сложности почти на 25 км (см. рис. 37). Извержения вдоль этих трещин происходили последовательно от нижней к верхней, простирающейся почти до кратера вулкана Плоский Толбачик. Они, по-видимому, были разделены некоторыми перерывами. Намечается относительный порядок формирования трещин и конусов. После формирования конусов горы Высокой и 1004 образуется трещина А, пересекающая оба этих конуса. Западный склон горы 1004 оползает, внутри разрушенной горы Высокой на трещине формируется цепь мелких конусов, юго-юго-западный конец трещины превращается в протяженный вулканический канал, из которого изливается обширный лавовый покров.

С трещиной Б связано образование конусов гор Алаид и Песчаной сопки и формирование большого лавового покрова, выходящего на поверхность около южного подножия горы Алаид. Группа конусов и потоков приурочена к южному концу трещины Б. Трещина Б моложе трещины А, она пересекает восточные склоны горы 1004. Кроме того, ее возраст устанавливается по перекрытию мелких конусов трещины А в районе горы Высокой шлаками и пеплами извержения вулканов Песчаные сопки и Алаида.

Трещина В наложена на восточные склоны Песчаных гор и контролирует группу небольших конусов с лавовыми потоками в районе кратера Клешня. С этой трещиной связаны наиболее молодые из доисторических извержения. Более детальное строение трещин А и Б показано на рис. 39. Положение первого (I) и второго (II) прорывов извержения 1975 г. на схемах рис. 37 и 39 показано прямоугольниками. В северо-восточной зоне наиболее молодые существенно лавовые излияния произошли в верховья р. Студеной, у подножия экструзий Плотины,

Рис. 39. Схема двухактных извержений по кулисообразным трещинам в юго-юго-западной региональной зоне вулкана Плоский Толбачик

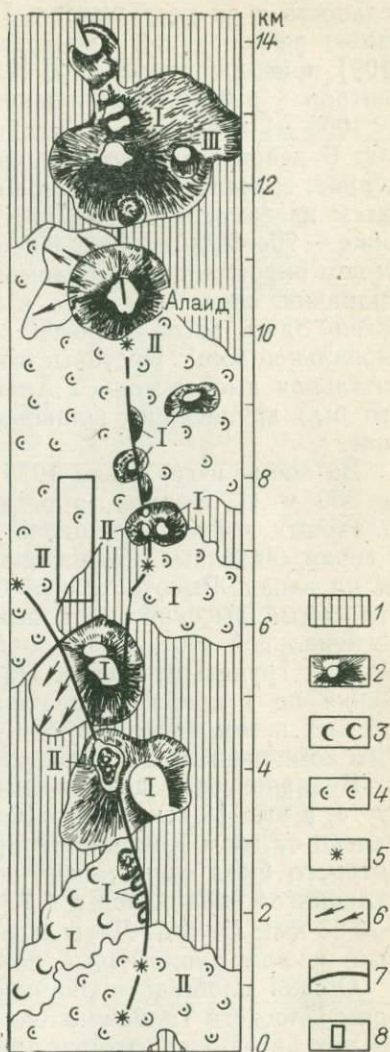
1 — поверхность до извержения; 2 — шлаковые конусы с кратерами; 3 — сравнительно древние лавовые потоки; 4 — лавовые потоки, завершившие извержения; 5 — лавовые конусы; 6 — оползни; 7 — трещины растяжения; 8 — район извержения 1975 г.; I—III — фазы извержения

и в верховьях р. Левого Толбачика между подножиями вулканов Плоский Толбачик и Зимины сопки. Эти центры занимают наиболее низкие гипсометрические уровни в северо-восточной зоне (около 1400 м).

До извержения 1975 г. было достоверно отмечено всего лишь одно извержение в региональной зоне в 1941 г. [90] и ряд извержений с выбросами шлаков и лапиллей — в кратере вулкана Плоский Толбачик: в 1740, 1769, 1788—1790, 1793, 1904, 1939—1941, 1970 годах. Дважды, в 1740 и 1904 гг. отмечалось излияние лавы, при этом С. Г. Крашенинников указывал на пожар леса при извержении в 1740 г. [16]. Поскольку мало вероятно излияние лавы главным кратером в эти годы, мы думаем, что оно было связано с группой кратера Клешня, наиболее молодой в региональной зоне шлаковых конусов.

Вулканическая деятельность в региональной зоне в раннем и позднем голоцене заметно различается по морфогенетическим особенностям. В первый период извержения по всей зоне имели преимущественно трещинный и эффузивный характер ($E \leq 10\%$), т.е. в этот период можно было бы говорить о полном сходстве вулкана Плоский Толбачик с гавайским вулканом Мауна-Лоа, с его рифтовыми зонами.

В позднем голоцене обстановка изменилась. В кратере Плоского Толбачика происходит взрывная существенно газовая дея-



тельность и он разрушается. Индекс эксплозивности по прости- ранию региональной зоны заметно колеблется. А. Н. Сири- н [109] приводит значения E 10% и 50—80% соответственно для центров — извержений низкого гипсометрического уровня (<1000 м) и более высокого (>1000 м). Однако это не совсем так. В действительности распределение пирокластов неравно- мерное; значение E в кратере вулкана Плоский Толбачик 100%, затем на высотах от 3000 до 1000—900 м оно около 50%, еще ниже — 70—80% и ниже 600 м — близкое к нулю (≤ 5 —10%). Объем пирокластов, выбрасываемых кратером вулкана Плоский Толбачик, очень мал, зато в зоне высот 600—900 м он значи- телен. Здесь располагаются крупнейшие шлаковые конусы ре- гиональной зоны: Песчаные горки, Алаид, Высокая, 1004. Отно- сительная высота конуса Алаид 230 м, до извержения 1975 г. это был крупнейший шлаковый конус во всей региональной зоне.

Во время извержения 1975 г., начавшегося 6 июля на высо- те 860 м (I прорыв), в региональной зоне образовались три шлаковых конуса: Горшкова (Степаныч), Аверьева и Сирина и серия связанных с ними лавовых потоков, распространивших- ся на запад. Высота конуса Степаныч оценивается в 370 м, — это самый высокий шлаковый моногенный конус не только в региональной зоне, но и вообще среди подобных конусов Ключевской группы вулканов. Предварительные результаты извер- жения по I прорыву следующие: общий объем вулканитов 1,3 км³, в том числе 0,2 км³ лав; E 85%. Наиболее существен- ным компонентом этого извержения был газ.

Вулканическая деятельность I прорыва закончилась 15 ав- густа, а уже 18 сентября в 10 км от него на высоте ~520 м не- далеко от горы Каменистой произошел II прорыв, деятельность которого была существенно эффузивной. На 10 декабря объем вулканитов оценивался в 0,5—0,6 км³, в том числе пирокластов ~0,03 км³; $E \approx 6\%$. Лавы II прорыва образуют обширный лаво- вый покров, аналогичный покровам более ранних извержений.

Общая площадь вулканических образований региональной зоны Плоского Толбачика около 850 км², а объем почти 100 км³, из них на ранний голоцен приходится примерно 70 км³, осталь- ное — на поздний голоцен. Площадь позднеголоценовых излия- ний составляет приблизительно 450 км². Б. И. Пийп [90] указы- вал цифры 100 км³ лишь для юго-юго-западной ветви зоны, т. е. его оценка несколько выше. Наиболее обширные и объемные новейшие потоки характерны для района горы Каменистой, их объемы, по-видимому, достигают 0,4—0,5 км³. Объем типично трещинных покровов мегаплагиофировых лав в раннем голоцене, вероятно, достигал 1—1,5 км³.

Лавовые потоки региональной зоны относятся к типам аа-лав или пахойхой-лав, обычны плоскоглыбовые лавы, глыбовые по- токи санторинского типа редки. Характеристики вулканитов ре-

Характеристика вулканизма региональной зоны Плато Толбачика в голоцене

Время	Площадь и объем извержений	E, %	Тип лав	Деятельность вулкана	Рельеф региональной зоны	Структурная приуроченность вулканизма	Основные типы пород		
							по петрографическому составу	по химическому составу	
Ранний голоцен	850 км ² 70 км ³	<10	Пахойхой, плоскоглыбовые	Лавовое озеро	Лавовый хребет	Протяженные разломы типа рифтовых трещин Мауна-Лоа (десятки км)	Мегаплагиофировые базальты	Тефритобазальты	
Поздний голоцен	450 км ² ~30 км ³	30—50	Аа-лавы, санторинские глыбовые лавы (редко)	Существенно газовая и эксплозивная	Стратовулканический хребет, обилие шлаковых конусов	Система кулисообразноподставленных трещин (8—10 км)	Мега- и микроплагиофировые базальты, оливинпироксеновые базальты	Тефритобазальты, насыщенные толеиты, оливиновые толеиты	
Июль—декабрь 1975 г. образование новых толбачинских вулканов	I	1,3 км ³	85	Аа-лавы	Газовая, эксплозивная; обрушения в кратере	Стратовулканический хребет	Короткие субмеридиональные трещины, протяженностью несколько километров	Субафировые базальты	Оливиновые толеиты
	II	0,5—0,6 км ³	5—10	Плоскоглыбовые лавы				Мегаплагиофировые базальты	Тефритобазальты

гиональной зоны в сопоставлении с данными о новых толбачинских вулканах приводятся в табл. 21.

С течением времени сокращается ареал извержений, увеличивается индекс эксплозивности, становится разнообразнее состав вулканитов, хотя по-прежнему в зоне преобладают базальты. Изменения коэффициента эксплозивности вдоль простирающейся региональной зоны не имеют закономерного характера. Вулканическая деятельность в региональной зоне и в кальдере вулкана Плоский Толбачик сопоставимы по времени возникновения, составу лав и направлению эволюции; что позволяет говорить о их генетическом единстве. Эти факты свидетельствуют о смене типа магматизма, со временем в региональной зоне. Если в раннем голоцене можно предположить внедрение протяженных дайковых лент в полость глубинного разлома, то позднее наиболее реально внедрение отдельных магматических клиньев.

Термодинамические условия локализации магм в позднем голоцене становятся более разнообразными, перерыв между внедрениями уменьшается (несколько сотен лет?). Место внедрений постоянно меняется; что, вероятно, связано с тектонической активизацией того или иного участка земной коры. Очень активным представляется участок коры между шлаковыми конусами гор Высокой и Песчаных.

Петрография пород. Породы Толбачинских сопков относятся к базальтам и андезито-базальтам и характеризуются сходным парагенезисом минералов вкрапленников и микролитов основной массы (табл. 22). В некоторых породах присутствует амфибол. Вкрапленников в породах не более 30%. Однако в целом степень кристалличности пород высокая, так как основные массы преимущественно хорошо раскристаллизованы. Ниже приводится описание главных породообразующих минералов.

Размеры вкрапленников плагиоклаза варьируют от десятых долей миллиметра до 2—3 мм. Крупные таблитчатые кристаллы обычно ксеноморфны, корродированы. Нередки сростки кристаллов, параллельные или крестообразные, а также обломанные кристаллы; последние характерны для пироклаستيки. Корродированные выделения отличаются по наличию включений стекла, иногда и клинопироксена, развитием в ареалах этих включений зон деанортитизации, обуславливающих пятнистое погашение минерала, общим сложным строением, связанным с комбинацией двойникования и зональности, и др.

Состав плагиоклаза изменяется от андезина до анортита (рис. 40). Наиболее распространены составы от Ap_{59-60} до Ap_{69-70} .

Микролиты (по небольшому числу замеров) обычно кислее вкрапленников и относятся к Ap_{47-55} . В целом можно говорить о несколько более кислом составе плагиоклазов в плагиобазаль-

Количественно-минеральный состав пород вулканов Плоский и Острый Толбачик (в %)

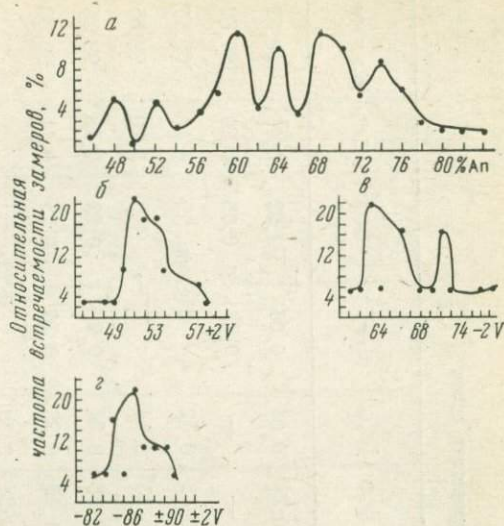
Породы, номер образца	Вкрапленники					Основная масса	
	P1	O1	Opх	Clpx	Mt	Содержание	Структура (состав)
Оливин-плаггиокла- зовый базальт, 1064—4	$\frac{21,2}{\text{Ап}_{60-79}}$	$\frac{2,5}{\text{F}_{a10-12}}$	$\frac{0,8}{\text{F}_{s18}}$	$\frac{2,8}{\text{W}_{o42}\text{F}_{s15-16}}$	0,6	72	Криптокристалли- ческая с krstb
Порфиroidный мик- родолерит, 1019 г	17,2 (II)	$\frac{2,7}{\text{F}_{a12-15}}$	—	$\frac{9,5}{\text{W}_{o50}\text{F}_{s11}^*}$	0,8	74,8	Микродолерито- вая
Пироксен-оливиновый базальт, 1064—3	—	$\frac{6,2}{\text{F}_{a9-15}^*}$	—	$\frac{3,0}{\text{W}_{o47}\text{F}_{s12}^*}$	—	91,8	Интерсерральная
Пироксен-плаггиокла- зовый базальт, 10866**	$\frac{5,6}{\text{Ап}_{62-73}}$	$\frac{2,3}{\text{F}_{a23-16}}$	2,0	$\frac{3,7}{\text{W}_{o45}\text{F}_{s12}}$	—	88,7	Интерсерральная
Плаггиоклазовый анде- зито-базальт, 1081а	21,2	$\frac{0,8}{\text{F}_{a33}}$	$\frac{0,4}{\text{F}_{s25-27}}$	$\frac{1,5}{50^\circ}$	0,1	76	Интерсерральная
Авгитофировый базальт (порфиroidный мик- родолерит), 10046	$\frac{1,7}{\text{Ап}_{55-100}}$	$\frac{\text{Ед. зерна}}{\text{F}_{a9}}$	—	$\frac{3,9}{51^\circ}$	0,2	94,2	Микродолеритовая, интерсерральная

Породы, номер образца	Вкрапленники					Основная масса	
	P1	O1	Opх	Clpx	Mt	Содержание	Структура
Пироксен-плагиокла- зовый базальт, 1035	$\frac{1,0-4,3}{\text{An}_{49-60}\text{-I; An}_{47-53}\text{-II}}$	$\frac{0,9}{\text{Fa}_{12-27}}$	—	$\frac{6}{52^\circ}$	—	88,8	Интерсерральная
Амфиболовый андези- то-базальт, 1092	$\frac{13,2}{\text{An}_{66-83}}$	$\text{Amf}_{1,5}$	0,9	6,6	1,7	76,1	Криптокристалли- ческая
Субафировый базальт региональной зоны, 1094	1,5	1,4	—	$\frac{0,8}{52-54,3^\circ}$	—	96,3	Гиалопилитовая
Мезоплагифиновый базальт (кальдерные лавы)	$\frac{29,0}{\text{An}_{56-66}}$	$\frac{5,8}{\text{Fa}_{23}}$	—	—	—	65	Микродолеритовая
Мегаплагифиновые ба- зальты, современные выбросы [55]	$\frac{18,0-38,0}{\text{An}_{58-62}}$	$\frac{1,0-3,0}{\text{Fa}_{8-12}}$	—	—	—	60—80	Гиалиновая; $n_{\text{Gl}} 1,567 \div 1,570$

Примечания. 1. Составы, отмеченные звездочкой, приведены по данным химического анализа, остальные определения по оптическим данным (2V, n_g и n_p). 2. В породе, отмеченной двумя звездочками, обнаружены единичные зерна амфибола.

Рис. 40. Состав фенокристаллов в породах вулканов Острый и Плоский Толбачик.

a — плагиоклаз (145); *б* — клинопироксен (31); *в* — ортопироксен (18); *г* — оливин (18). В скобках указано количество замеров.



тах и в мезоплагифириковых базальтах региональных зон (см. табл. 22). Для отдельных выделений характерна зональность, прямая и с повторением.

Оливин под микроскопом очень слабо окрашен в светло-зеленый цвет, почти бесцветен. В шлихах наблюдаются две разновидности этого минерала: цвета соломы, почти бесцветная (Fa_{9-13}) и оливковая, коричнево-зеленого цвета (Fa_{12-15}). Наиболее крупные кристаллы достигают 3,5—5 мм в поперечнике. Форма кристаллов обычно правильная, однако грани нередко неровные, бухтообразные. Некоторые вкрапленники опацизированы. Отдельные выделения имеют спайность. По углу $2V$ (см. рис. 40) оливин диагностируется как Fa_{9-33} . Более железистые оливины (Fa_{27-23}) характерны для плагиобазальтов.

Химический состав оливинов из пород вулкана Острый Толбачик (1 и 2) в сравнении с оливинами из пород Харчинского вулкана, который так же, как и первый, сложен преимущественно базальтами, приводится в табл. 23. Оливины пород Острого Толбачика похожи, хотя один образует фенокристаллы, а другой — сегрегацию. В породе, содержащей сегрегацию оливинов, присутствуют также и фенокристаллы этого минерала, не отличающиеся от первых по составу (по оптическим данным). Эти факты указывают на общий генезис рассматриваемых оливинов и их вероятную связь с кристаллизацией базальтовой магмы. Оливины из пород Харчинского вулкана отличаются от толбачинских высоким содержанием Al_2O_3 . Возможно, что это связано с засоренностью проб.

Химический состав минералов из пород Толбачинских сопок

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Сумма
1	39,96	0,17	0,40	0,89	12,96	0,2	43,51	1,52	0,2	0,04	0,06	0,62	0,19	100,72
2	39,88	0,20	0,55	1,04	14,73	0,01	43,59	0,24	—	—	0,12	0,06	0,20	100,62
3	39,90	0,20	1,47	0,81	12,92	He обн.	43,73	0,72	0,13	0,12	He опр.		0,17	100,17
4	39,88	0,06	1,83	0,97	12,40	»	43,52	0,72	0,13	0,14	»		0,20	99,85
5	53,16	0,10	1,89	1,48	3,70	0,3	17,48	20,07	0,68	0,24	0,2	0,22	0,23	99,75
6	48,89	0,62	3,89	0,92	3,99	0,29	16,74	21,60	1,40	0,26	0,36	0,23	0,11	99,30
7	48,14	0,42	0,28	3,05	4,43	0,11	16,70	20,18	0,28	0,30	0,12			
8	49,32	0,76	2,92	6,86	He обн.	He опр.	16,82	20,92	—	—	He опр.		0,06	
9	49,60	0,76	3,23	2,14	4,13	»	16,30	21,16	—	—	»		0,12	
10	48,18	0,48	5,63	1,40	6,47	0,12	14,91	22,01	0,34	0,30	0,12		—	
11	41,53	1,63	13,98	8,12	4,35	He опр.	14,56	10,77	2,70	0,72	0,90		0,15	99,41
12	39,78	2,29	15,95	14,18	0,65	0,21	12,70	10,95	2,50	0,59	0,15	0,13	—	100,08
13	40,26	2,10	14,64	6,37	7,61	0,17	12,14	11,61	2,81	0,92	0,3	0,55	0,20	99,68

Кристаллохимические формулы:

1. $(\text{Mg}_{1,64} \text{Fe}_{0,27}^{+2} \text{Ca}_{0,04})_{1,95} (\text{Si}_{1,01} \text{Fe}_{0,02}^{+3})_{1,03} \text{O}_4$
2. $(\text{Mg}_{1,64} \text{Fe}_{0,31}^{+2} \text{Ca}_{0,01})_{1,96} (\text{Si}_{1,01} \text{Al}_{0,02})_{1,03} \text{O}_4$
5. $(\text{K}_{0,01} \text{Na}_{0,05} \text{Ca}_{0,79} \text{Mg}_{0,15})_{1,00} (\text{MgO}_{0,81} \text{Fe}_{0,11}^{+2} \text{Fe}_{0,04}^{+3} \text{Al}_{0,04})_{1,0} [(\text{Si}_{1,96} \text{Al}_{0,04})_2 \text{O}_6]$
6. $(\text{K}_{0,01} \text{Na}_{0,10} \text{Ca}_{0,86} \text{Mg}_{0,13})_{1,1} (\text{Fe}_{0,12}^{+2} \text{Mg}_{0,81} \text{Mn}_{0,01} \text{Fe}_{0,03}^{+3} \text{Ti}_{0,02} \text{Al}_{0,01}) \times [(\text{Al}_{0,16} \text{Si}_{1,84})_2 \text{O}_6]$
11. $(\text{Ca}_{1,7} \text{Na}_{0,77} \text{K}_{0,14})_{2,61} (\text{Mg}_{3,31} \text{Fe}_{0,54}^{+2} \text{Fe}_{0,9}^{+3} \text{Al}_{0,57} \text{Ti}_{0,18})_{5,40} \times [(\text{Si}_{6,14} \text{Al}_{1,86})_{8,0} \text{O}_{22}]$
13. $(\text{Ca}_{1,88} \text{Na}_{0,82} \text{K}_{0,18})_{2,88} (\text{Mg}_{2,73} \text{Fe}_{0,97}^{+2} \text{Fe}_{0,72}^{+3} \text{Al}_{0,67} \text{Ti}_{0,24} \text{Mg}_{0,02})_{5,35} \times [(\text{Si}_{6,07} \text{Al}_{1,93})_{8,0} \text{O}_{22,0}] \times$
 $\times (\text{OH}_{0,55} \text{O}_{1,45})_{2,0}$

Формулы других минералов можно найти в соответствующей литературе (см. ссылки).

Оливины: 1 — из пироксен-оливинового базальта, обр. 1064-3, 2 — из мономинерального включения в базальте, обр. 1087, 3 и 4 — из оливин-пироксенового базальта, вулкан Харчинский. Пироксен: 5 — из пироксен-оливинового базальта, обр. 1064-3, 6 — из порфиридного микродолерита, обр. 1019 г, 7 — из плагиобазальта, кратер Билюкай, 8 и 9 — из оливин-пироксеновых базальтов, вулкан Харчинский, 10 — то же, вулкан Заречный. Амфиболы: 11 — крупный монокристалл в базальте, Острый Толбачик, обр. 1087 б, 12 — из андезита, Удиные сопки [18], 13 — крупный монокристалл из андезита, гора Успенская. Анализ произведен в химической лаборатории ИВ ДВНЦ АН СССР. Аналитики: 1 и 5 — Н. Р. Гусакова, 2 и 11 — О. М. Табакова, 13 — Г. Ф. Некрасова, 6 — Т. В. Долгова. Анализы 3, 4, 8, 9 даны по Ф. Т. Кутыеву и др., 1973 г., 7 и 10 — по С. И. Набоко и др., 1954 г.

Моноклинный пироксен окрашен в светло-зеленый цвет. Он образует кристаллы довольно правильной формы, с хорошо выраженной спайностью. Размером от десятых долей миллиметра до 4 мм, часты двойники. Нередко встречаются зональные вкрапленники, зональность прямая, т. е. к краям зерна угол $2V$ уменьшается. Для пироксена характерны сростки из нескольких кристаллов, одноминеральные или двухминеральные (с оливином). В некоторых случаях сростки имеют округлую форму, как бы оплавленную или окатанную. Угол оптических осей изменяется в интервале от 46° до 58° . Наиболее часто встречаются углы 51° — 53° (см. рис. 40). По оптическим данным пироксен отвечает авгиту ($Wo_{42-45}Fs_{12-16}$).

По химическому составу два пироксена из оливин-пироксеновых базальтов Острого Толбачика (см. табл. 23) близки к диопсиду. Сравнение их с пироксенами из близких пород Харчинского вулкана показывает, что последние более железистые и имеют более высокую степень окисленности. Пироксены из плагиобазальтов кратера Билюкая (Ключевской вулкан) отличаются от тех и других низким содержанием Al_2O_3 . Пироксен из оливин-пироксенового базальта Заречного вулкана сравнительно низкомагнезиальный и высокоалюминиевый, хотя вмещающая его порода характеризуется, наоборот, высоким содержанием MgO (10,36%) и низким Al_2O_3 (12,92%).

Ромбический пироксен встречается значительно реже, чем оливин и моноклинный пироксен: лишь в андезито-базальтах. Он образует вкрапленники размером не более 0,5 мм. Форма кристаллов довольно правильная. Встречаются случаи замещения ромбического пироксена моноклинным с образованием псевдоморфоз. Угол оптических осей изменяется в широком интервале от -61° до -75° . Преобладают углы $2V$ 63° и -70° (см. рис. 40), что отвечает бронзиту (Fs_{18-27}).

Роговая обманка встречается редко в виде крупных единичных кристаллов, похожих на включения, или мелких выделений в андезито-базальтах даек. Кристаллы обычно опациitizedрованы или окружены каймой микролитов, обогащенной пироксеном. Наблюдается плеохроизм от буровато-зеленого по Ng до светло-коричневого по Np . Обычна ассоциация роговой обманки с крупными выделениями магнетита.

В табл. 23 приводится химический анализ крупного выделения амфибола в оливинсодержащем базальте (11). Под микроскопом по краям заметна его диссоциация на агрегат ($Pl + Px + Mt$), цвет — зеленый. По составу этот амфибол близок к обыкновенным роговым обманкам. Имеющие существенно иную формационную принадлежность (12, 13) амфиболы из андезитов по составу близки между собой и различаются лишь степенью окисленности железа, однако от амфибола из базальта вулкана Острый Толбачик они отличаются более высоким содержанием Al_2O_3 и меньшим количеством MgO .

Петрографический состав пород I и II прорывов Новых Толбачинских вулканов * существенно различается, хотя те и другие представлены базальтами. Базальты I прорыва имеют афировые или субафировые структуры. В субафировых базальтах присутствуют редкие вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза, реже оливина. Основная масса имеет интерсертальные, гиалопилитовые и микролитовые структуры с варьирующими размерами микролитов.

Среди микролитов может быть выделена генерация субфенокристаллов (0,2—0,5 до 0,8 мм), содержание которой в течение извержения изменяется от 3—4 до 8%. Клинопироксен вкрапленников в течение извержения сменяется оливином. Оливин имеет состав от Fe_{10-14} до Fe_{20} , плагиоклаз — Ap_{62-64} (среднее значение). Базальты II прорыва, наоборот, обладают эвпорфировой структурой. Это мегаплагиофировые лавы с содержанием плагиоклаза 10—12% и не более 15%. Цветные минералы представлены клинопироксеном, оливином, рудным. Их мелкие выделения обычно <0,8 мм. Чаще других встречается оливин. Основная масса гиалопилитовая, редко пилотакситовая. Оливин имеет состав от Fe_{25} до Fe_{13} . Плагиоклаз — Ap_{74} при вариациях от Ap_{32} до Ap_{82} .

Кратерами нижнего (II) прорыва вместе со шлаками выбрасывались также лапилли плагиоклаза разнообразных форм и размеров, от тонких пластинок до крупных изометричных сростков размером с грецкий орех. Их количество, как и содержание в лавах, не превышает 10% общего объема. Средний состав плагиоклаза лапиллей Ap_{60} , т. е. близок к валовому составу плагиоклаза в лавах. Химические анализы показывают высокое содержание ортоклаза (K_2O) в нормативном составе плагиоклаза мегаплагиофировых базальтов, что отмечалось ранее для этого минерала и из других подобных лав [36].

Петрохимия пород. Петрохимические особенности пород Толбачинских вулканов и региональных зон коротко обсуждались в работе В. А. Ермакова и А. А. Важеевской [41]. Основное различие между породами вулканов и региональных зон заключается в их различной щелочности, большей в породах региональных зон. На диаграмме *AFM* (рис. 41), составленной по анализам, опубликованным в упомянутой работе, точки пород толбачинских вулканов группируются преимущественно вдоль прямой, характеризующей толеитовое направление эволюции магмы, при этом точки пород даек занимают нижнюю часть кривой, а лав — верхнюю. Исключение составляют три образца пород, связанных с пирокластами из верхних частей разрезов обоих вулканов и характеризующихся несколько более высоким относительным содержанием щелочей. С увеличением содержания MgO отношение FeO/MgO во всех породах умень-

* Использованы данные Г. Б. Флерова и О. Н. Волицца.

шается. Максимальная величина отношения FeO/MgO характеризует три отмеченных выше образца и согласуется с присутствием в них железистых оливинов и гиперстена.

Содержание микрокомпонентов в породах вулканов Острый и Плоский Толбачики приводится в табл. 24.

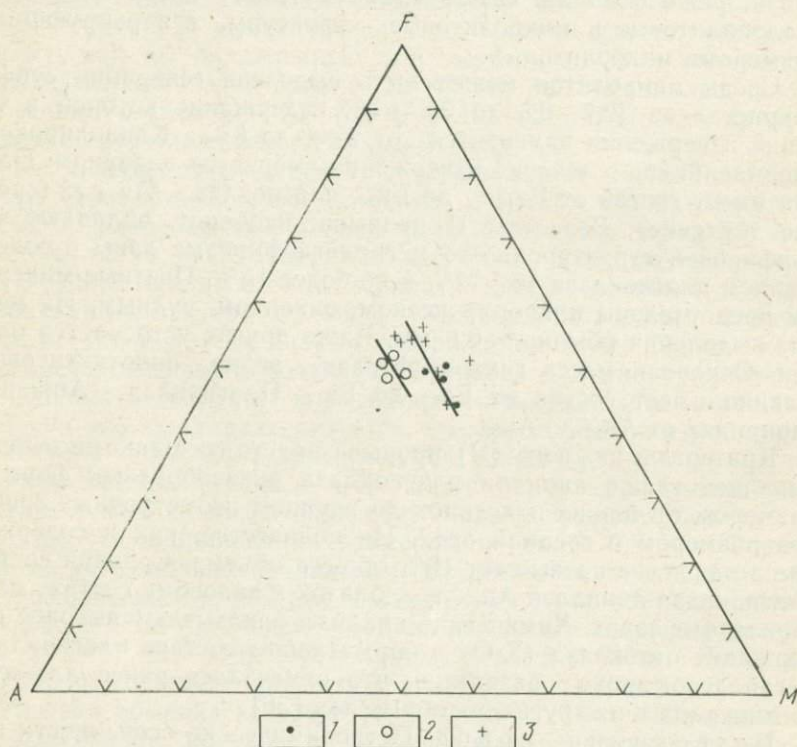


Рис. 41. Диаграмма AFM для пород Толбачинских сопок (без пород региональных зон).

1 — дайки; 2 — порода существенно пирокластической толщи стратовулканов; 3 — лавы

Породы региональных зон в целом характеризуются высоким суммарным содержанием щелочей (4,5—6%), в особенности K_2O , хотя здесь в небольшом количестве встречаются и оливинтолеитовые базальты, содержащие ~3,5% щелочей, и промежуточные разности (табл. 25). Отношение K_2O/Na_2O в ареальных базальтах, за небольшим исключением, составляет 0,4—0,6, в то время как для пород центральных вулканов обычно отношение 0,3. На рис. 42 анализы, приведенные в табл. 25, разделены по петрографическому признаку на мегаплагиофировые (главным образом мезоплагиофировые) базальты (I группа) и

Содержание микрокомпонентов в породах Толбачинских сопок и долины р. Студеной ($\% \cdot 10^{-3}$)

Номер анализа	Cu	V	Cr	Co	Ni	Zr	Sr	Ba
1	5,0	20	40	4,0	1,5	100	350	50
2	6,0	20	15	5,0	1,8	100	35	90
3	1,6	15	15	—	1,5	70	30	90
4	1,0	18	4	4,0	1,8	70	30	150
5	4,0	10	3	5,0	1,8	60	30	120
6	3,5	10	2	2,5	1,8	70	25	100
7	3,5	10	2	2,5	1,8	150	30	70
8	3,5	12	8	4,0	1,8	70	40	250
9	4,0	12	30	2,0	4,0	60	40	200
10	8,0	12	25	2,0	6,0	200	35	200
11	4,5	15	10	2,5	4,0	150	35	200
12	6,0	18	3	1,5	1,5	200	40	70
13	6,5	15	3	2,0	4,0	200	30	90
14	6,0	18	15	1,0	4,0	30	25	70
15	4,0	25	30	5,0	4,0	40	40	20
16	6,0	20	10	6,0	5,0	100	40	80

Породы: 1-9 — вулканов Острый и Плоский Толбачик (образцы соответственно 1093, 1035, 1071, 1102г, 10576, 1054, 1011, 1099, 1102), 10 и 11 — региональных зон, 12-16 — породы долины р. Студеной Аналитик А. М. Сапожникова.

плаггиобазальты, субафировые, оливин-пироксеновые базальты (II группа). Первые являются более щелочными и менее магнезиальными, чем вторые. Распределение точек на диаграмме свидетельствует об условности границы выделенными группами и о наличии значительного количества пород переходного состава. Средний состав пород вулканов Острый и Плоский Толбачик и выделенных двух типов пород региональных зон приводится в табл. 26. Анализы пород, образовавшихся при извержении новых толбачинских вулканов (см. табл. 25), показывают, что породы лавового потока I прорыва относятся к афировым базальтам, а породы шлаков и потока II прорыва к мегаплаггиофировым базальтам. На диаграмме щелочи — MgO они занимают полярные участки поля, при этом афировый базальт близок к наиболее основным оливин-толеитовым базальтам региональной зоны (извержение 1941 г.) и к среднему оливиновому толенту ключевских вулканов. Однако сравнение тех же анализов пород региональной зоны с большим числом анализов по новому прорыву (см. рис. 42) показывает, что последние практически перекрывают все поле точек пород доисторических извержений от магнезиальных оливин-толеитовых базальтов в породах I прорыва до тефрито-базальтов в породах II прорыва.

Химические анализы пород региональных зон Плоского Толбачика

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Ni ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сум-ма
1	49,94	1,80	17,60	2,93	7,75	0,23	4,38	8,60	4,00	2,25	0,54	0,46	—	100,48
2	51,66	2,26	14,58	2,06	9,28	0,17	4,91	8,18	3,17	2,36	0,56	He	He	99,19
3	50,29	1,02	19,60	2,23	6,76	0,14	5,63	7,42	2,89	1,79	0,15	1,34	—	99,63
4	51,44	1,58	18,71	2,33	6,92	0,16	3,69	8,68	3,77	2,04	0,25	0,25	0,37	99,98
5	51,35	1,19	18,61	3,37	6,49	0,08	5,64	7,90	3,73	1,82	0,49	—	—	100,67
6	50,42	1,65	15,86	5,77	5,02	0,18	6,19	9,01	3,37	1,90	0,44	0,34	0,12	100,27
7	51,22	1,72	16,18	3,41	7,12	0,19	4,86	8,33	3,57	2,32	0,48	0,45	0,10	99,95
8	50,16	1,60	17,36	7,52	3,67	0,18	5,44	8,83	2,97	1,68	0,40	0,48	0,22	100,51
9	50,86	1,40	17,71	4,03	5,71	0,16	5,35	8,80	3,33	1,70	0,33	0,15	0,20	99,73
10	50,80	1,62	15,88	3,02	7,84	0,19	5,57	8,43	3,35	2,07	0,46	0,14	0,20	99,57
11	51,28	1,29	18,23	2,88	6,44	0,17	5,10	9,17	3,19	1,47	0,49	0,32	0,20	100,23
12	51,26	1,41	17,52	2,71	7,18	0,17	4,21	8,45	3,65	2,08	0,61	0,19	0,12	99,56
13	51,12	1,50	17,46	4,04	6,09	0,16	4,40	9,17	3,65	1,83	0,46	0,19	0,16	100,23
14	51,06	1,52	15,79	2,90	7,95	0,18	5,60	9,06	3,28	1,86	0,53	0,21	0,06	100,00
15	50,78	1,64	16,84	3,63	6,21	0,25	6,38	8,24	3,50	2,19	—	0,23	0,12	100,01
16	50,20	1,44	18,57	2,99	6,62	0,23	5,19	8,92	3,56	1,67	—	0,19	0,42	100,00
17	50,74	1,31	17,53	4,24	5,77	0,19	5,14	9,49	3,25	1,53	0,53	0,19	0,20	100,11
18	51,06	1,52	18,18	3,67	5,89	0,13	4,13	8,80	3,48	1,99	0,66	0,18	0,41	100,10
19	50,49	1,18	17,55	3,44	7,21	0,15	5,01	8,65	3,40	1,72	0,50	0,17	0,04	99,51
20	50,84	1,40	17,31	3,51	7,12	0,12	5,25	8,71	3,40	1,75	0,20	0,16	0,14	99,91
21	50,72	1,21	16,18	3,96	7,24	0,20	6,23	9,10	2,90	1,98	0,11	0,22	0,10	100,14
22	51,32	1,20	15,86	2,85	7,87	0,14	6,58	8,92	2,91	1,40	0,44	0,28	0,03	99,81
23	51,03	1,45	15,50	2,74	7,58	0,19	7,41	9,49	2,78	1,45	0,40	0,31	0,18	100,51
24	49,30	1,31	16,67	3,71	6,52	0,17	6,35	10,11	2,70	1,29	0,45	0,40	0,36	99,44
25	49,82	1,20	17,00	4,55	5,69	0,19	6,35	10,24	2,70	1,32	0,55	0,24	0,26	100,11
26	49,44	1,19	15,10	3,18	6,78	0,20	9,06	9,99	2,70	1,39	0,32	0,10	0,16	99,61
27	49,84	0,95	15,73	3,28	6,16	0,12	9,83	9,61	2,51	1,17	0,25	0,08	—	99,53
28	50,32	0,99	17,73	2,78	6,44	0,21	7,33	9,59	3,04	0,84	0,36	0,20	0,30	100,13
29	52,04	—	—	—	—	—	—	—	3,12	1,27	—	—	—	—
30	50,86	1,32	14,17	3,15	7,30	0,20	7,73	9,96	2,77	1,51	0,38	0,36	0,02	99,73
31	49,94	1,40	16,02	2,28	8,19	0,18	7,59	9,37	3,13	1,44	0,55	0,00	0,12	100,21
32	50,20	1,60	15,96	2,59	8,62	0,18	6,54	9,44	2,94	1,54	0,36	0,16	0,08	100,21
33	50,85	1,19	14,71	6,16	4,66	0,13	8,51	8,84	3,21	1,42	0,30	0,07	0,26	100,31
34	54,16	0,98	17,47	2,54	5,97	0,16	4,57	8,36	3,25	1,56	0,40	0,31	0,40	100,13
35	53,05	1,60	17,16	3,17	5,39	0,17	3,96	8,37	3,88	2,40	0,70	0,15	—	100,0
36	50,1	0,86	13,6	2,85	6,93	0,18	9,65	11,5	2,49	1,02	0,16	0,29	—	99,63
37	51,0	1,45	16,5	3,30	7,56	0,16	4,42	8,98	3,60	1,85	0,35	—	0,40	99,57
38	51,2	1,56	17,0	3,48	6,67	0,15	4,81	9,10	3,47	1,91	0,49	—	0,36	100,2

Кратер Плоского Толбачика: 1—4 — мегалагнитофировые базальты, бомбы и шлаки, обр. 500, 501, 502, 505. Юго-юго-западная зона: 5 — шлаковый конус горы Высокой, обр. 7171; 6 — шлаковый конус 1249, обр. 101с/70; 7 — бомба, разрушенный кратер на высоте 1190 м, обр. 123/70; 8 — шлаковый конус 665 м (Лесной), обр. 125/70; 9 — бомба, шлаковый конус в группе кратера Клешия, обр. 144/70; 10 — мезолагнитофировый базальт, лавовый поток конуса 1829, обр. 145/70; 11 — шлаковый конус 734, стенка кратера, обр. 305/70; 12 — вблизи конуса 734, лавовый поток, обр. 312/70; 13 — бомба, шлаковый конус 1067, обр. 568/67; 14 — мезолагнитофировый базальт, лава, борт р. Толбачик-Озерная, обр. 568/67; 15 — мегалагнитофировый базальт, лавовый купол на высоте 1140 м, обр. 1044 (раннеголоценовые излияния); 16 и 17 — мезолагнитофировый базальт, лавовый поток кратера Клешия, обр. 1049а и 1212; 18 — лавовый гребень на левом борту ручья Водопадок, обр. 1219; 19 — субафировый оливинитовый базальт, лавовый поток, вблизи кратера 1941 г., обр. 1228; 20 — мезолагнитофировый базальт, лавовый поток горы Высокой, обр. 1237; 21 — то же, кратер Колесова, обр. 675 [89]; 22 — оливин-пироксеновый базальт, близок к мезолагнитофировым лавам, лавовый поток вблизи конуса 1004, обр. 1236; 23 — оливин-пироксеновый мезолагнитофировый базальт, лавовый поток вблизи горы Аланд, обр. 1235; 24 — субафировый оливин-пироксеновый базальт, лавовый поток вблизи конуса 1941 г. (высота около 1500 м), обр. 1227; 25 — плагиобазальт с оливином; там же, высота 1900—2000 м, обр. 1225; 26 и 27 — субафировый оливин-пироксеновый базальт, поток извержения 1941 г., обр. 1221 и 3К; 28 — субафировый оливинитовый базальт, бомба, конус 1004, обр. 154/70; 29 — окисленный пироксеновый базальт, шлаковый конус Красная сопочка, обр. 331; 30 — лавовый поток в 1 км к северу от горы Каменистой, обр. 135/70; 31 и 32 — поток вблизи конуса 1004, обр. 128/70 и 126/70; 33 — лавовый поток конуса горы Высокой, обр. 6/71. Северо-Восточная региональная зона: 34 — плагиобазальт, шлаковый конус на склонах Зимних сопок, обр. 1211; 35 — мегалагнитофировый базальт, район Плотины, обр. 307/63. Новые Толбачинские вулканы: 36 — афировый базальт, I прорыв, трещинный лавовый поток 23.VIII, обр. 3153; 37 и 38 — мегалагнитофировый базальт, II прорыв, лава и шлаковая бомба, обр. 3264А и 3272.

К образованиям Северо-Восточной региональной зоны могут быть отнесены также породы центров р. Студеной (обр. 179/64 и 192/64 в приложении 1). Образцы: 5—14 и 30—из коллекции А. И. Абдурахманова.

Такое необычное разнообразие состава пород, образовавшихся в течение одного извержения, его несоответствие вариациям состава пород доисторических извержений, связаны, вероятно, прежде всего с неодинаковой детальностью опробования старых лав и пород новых вулканов. Образование новыми вул-

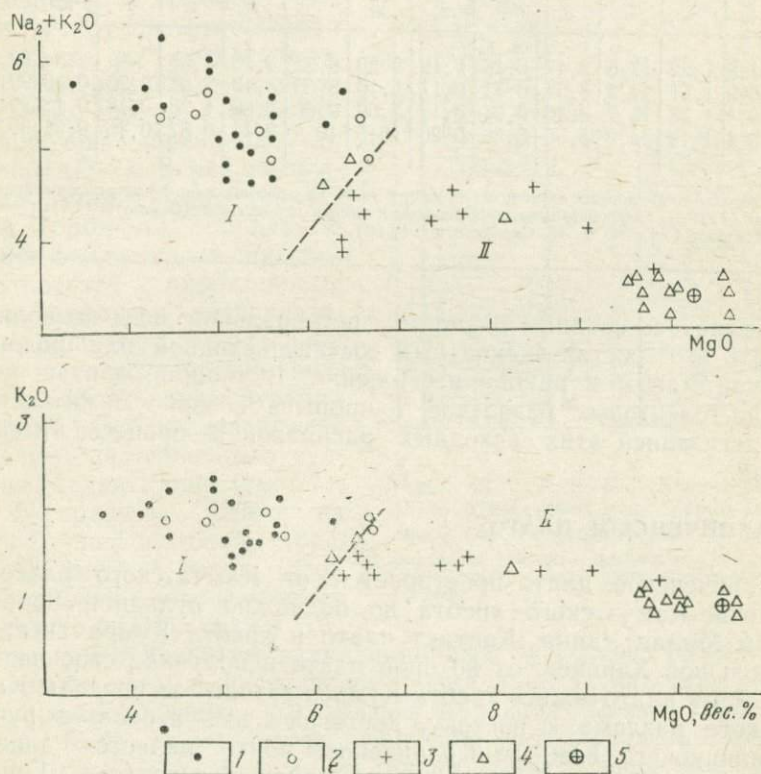


Рис. 42. Диаграммы щелочи — MgO вулканических пород региональной зоны шлаковых конусов.

Породы доисторических извержений и извержения 1941 г.: 1 — мегалагиофировые лавы; 2 — плагиобазальты, субафировые и оливин-пироксеновые базальты; породы Новых Толбачинских вулканов: 2 — второй (нижний) прорыв; 4 — первый (верхний) прорыв; 5 — средний оливиновый толеит Ключевских вулканов. Римские цифры — поля тефрито-базальтов (I) и толеитов (II)

канами значительных объемов магнезиальных оливин-толеитовых базальтов является уникальным явлением, поскольку оно связано с необычными параметрами динамики извержения (значительный объем пирокластики, существенно газовой режим деятельности и т. д.). Последние порции лав извержения I прорыва были представлены базальтами с промежуточным содержанием щелочей (1,4—1,6% K₂O) и MgO (6—6,5%). Сходство

Средний химический состав пород вулканов Толбачинской группы и региональных зон

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
1	51,8	1,22	17,6	3,47	6,16	0,19	5,50	8,71	3,18	1,28	—	—	99,11
2	50,9	1,51	17,3	3,54	6,71	0,17	5,10	8,63	3,42	1,91	0,23	0,18	99,68
3	50,4	1,28	15,7	3,46	6,94	0,17	7,60	9,60	2,86	1,38	0,18	0,12	99,69
4	49,4	1,16	14,0	5,50	3,56	0,26	10,5	10,9	2,46	0,87	0,46	0,21	99,28

1— породы толбачинских вулканов (32), без учета кальдерных лав; 2—мегаплагиофировые базальты (21); 3— плагиобазальты, субафировые и оливин-пироксеновые базальты (10); 4—оливиновый толеит (10), по А. Н. Сирию и др. [110].

их состава со средним базальтом региональной зоны позволяет считать этот состав адекватным составу исходной или родоначальной магмы в районе извержения. Возможно, образование оливин-толеитовых базальтов I прорыва связано с интенсивной дегазацией этих исходных расплавов в процессе извержения.

§ 9. ХАПИЧЕНСКОЕ ПЛАТО

Хапиченское плато простирается от Камчатского разлома Восточно-Камчатского хребта до подножия вулканов Горный Зуб и Малая Удина. Контакт плато и хребта Кумрач вскрыт р. Большой Хапицей, от которой плато и получило свое название. Язык плато южнее хребта Кумрач заходит за пределы Камчатского разлома к востоку, достигая здесь верховьев ручья Стланникового. Южным ограничением плато является долина р. Правого Толбачика, северным — нижнее течение р. Горно-Тополовой. Вероятно, раньше плато продолжалось далее к северу, о чем свидетельствуют выходы подобных образований в районе устья р. Большой Хапицы и магнитные аномалии на промежуточной площади (см. рис. 4). Геологическое строение Хапиченского плато показано на общей схеме (см. прилож. 3), а также частично на рис. 28.

Нижний контакт лав плато можно наблюдать в сбросовых уступах рек Правого и Левого Толбачика и в борту долины р. Большой Хапицы и ее верхних притоков на отметках около 500 м. В первом случае фундаментом плато являются дислоцированные палеогеновые породы (песчано-сланцевой толщи), во втором — пролювиально-пирокластические отложения типа грубой молассы, выполняющие Хапиченскую впадину. Вблизи ручья Стланникового лавы плато заливают древний массив

горы Адриановка, сложенный вулканогенно-кремнистыми отложениями и телами гипербазитов. Контакт плато с вулканитами вулкана Горный Зуб наблюдается в среднем течении р. Сухой Зимины и в разрезах р. Горно-Тополовой (см. рис. 28), при этом, в первом районе к контакту приурочена мореноподобная толща (Q_2 ?). В районе вулкана Малая Удина (р. Левый Толбачик) с лавами плато аналогичным образом соотносятся пироксеновые или пироксен-плаггиоклазовые андезиты-базальты, являющиеся возрастным аналогом образований вулкана Горный Зуб и связанные с древней деятельностью вулкана Малая Удина (см. § 7).

В разрезе плато на р. Горно-Тополовой (рис. 43, а) нижний поток (слой 1) сложен пироксеновыми андезито-базальтами и относится к вулканистам вулкана Горный Зуб, выше (слои 2—7) залегают мезо- и мегаплаггиофировые лава и, наконец, поток афировых андезитов (8). Разрез в районе Левого Толбачика (рис. 43, б) иллюстрирует отношение между андезито-базальтами (слои 1—5) правулкана Малая Удина и афировыми андезитами (слои 6 и 7).

В первом разрезе преобладают мегаплаггиофировые лава с грубой матрацевидной отдельностью, во втором — лава с различной отдельностью: 1—3 — массивные, пористые, 4 — со столбчатой (внизу), плитчатой и грубой блоковой отдельностью, 5 — с плитчатой отдельностью, 6 — аналог 2, 7 — с веерной отдельностью.

Как было показано в § 7 этой главы, афировые андезиты в районе вулкана Малая Удина являются в значительной мере экструзивными образованиями. Мощность отдельных пластов андезитов составляет 25—40 м, а их общая мощность в разрезе не более 120 м. К. М. Тимербаева [118] в разрезе плато выделяет, кроме описанных, еще и более древние афировые андезиты (мощностью 200 м; см. прилож. 3). Однако возраст этих

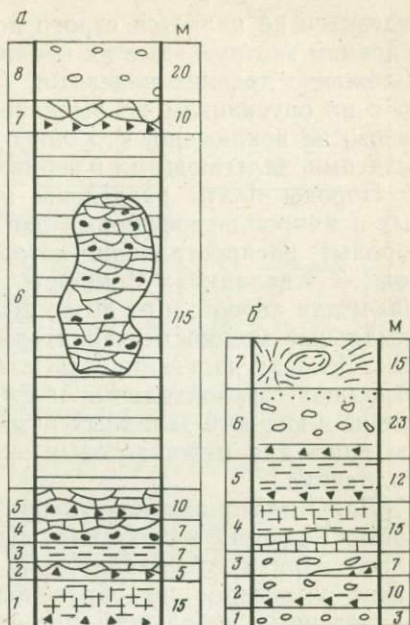


Рис. 43. Разрезы Хапиченского плато в верховьях рек Горно-Тополовой (а) и Левого Толбачика (б).

Справа от колонок — мощности лав в метрах. Слева — номера потоков. Объяснения в тексте

андезитов не является строго доказанным, так как описаны в основном экструзивные их проявления. Низкое гипсометрическое положение древних андезитов (800—900 м) может быть связано с их опусканием по выделяемому здесь разлому. Таким образом, не исключено, что они одновозрастные с афировыми андезитами, залегающими в верхах разреза плато.

Породы плато разделены на две толщи, мегаплагиофировых и микроплагиофировых лав (последние включают афировые породы), распространение которых показано на схеме (см. прилож. 3 — вкладку). Мощность этих толщ варьирует от 50 до 500 м для первой, и от 20 до 200 м — для второй, при этом максимальные мощности характеризуют разрезы в центрах излияния. Условия залегания лав плато довольно однообразные, преобладают горизонтальные и субгоризонтальные; небольшие наклонены в юго-юго-западных румбах ($200-215^\circ < 10-15^\circ$) отмечены лишь для межпластовых экструзивных андезитов р. Левого Толбачика.

Лавы плато изливались на сравнительно ровную поверхность. Редкость каких-либо обломочных отложений в разрезах плато наряду со сравнительно однообразным составом вулканитов указывает на образование плато, по-видимому, в два разделенных небольшим промежутком времени этапа: сначала

Таблица 27
Количественно-минеральный состав пород Хапиченского плато (в %)

Породы	Вкрапленники					Основная масса	
	P1	O1	Opх	Clрх	Mt	Содержание	Структура
Мезоплагиофировые андезитобазальты [118]	$\frac{29,5}{\text{Ап}_{56-65}}$	$\frac{4,2}{\text{Fa}_{32-36}}$	$\frac{0,2}{\text{Fs}_{20-24}}$	2,3	1,7	62,1	Интерсер- тальная
Гигантоплагиофировые андезитобазальты [118]	$\frac{28,3}{\text{Ап}_{63-71}}$	$\frac{2,4}{\text{Fa}_{40-44}}$	$\frac{1,2}{\text{Fs}_{26-30}}$	1,5	0,9	65,7	Микролитовая, гиалопилитовая
Афировые андезиты	$\frac{\text{Ед. зерна}}{\text{Ап}_{52-56}}$	—	—	—	0,3	99,7	Гиалопилитовая, микролитовая пидотакситовая $n_{\text{O1}}=1,532$

Примечание. В числителе — содержание, в знаменателе — состав минерала.

Химический состав пород Хапиченского плато

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
Мегаплагиофировые лавы													
1	56,01	0,35	18,91	6,12	0,13	—	3,41	6,70	3,13	1,76	3,0		99,52
2	53,91	1,18	18,28	4,63	4,62	0,14	4,11	7,45	3,36	1,59	0,46		99,73
3	51,24	1,55	19,91	2,49	6,84	0,15	3,95	7,90	3,88	2,16	0,15	—	100,22
4	55,15	1,40	18,18	2,19	5,63	0,15	3,28	6,61	3,87	2,72	0,53	0,23	99,94
5	52,98	0,30	19,26	1,47	5,09	0,06	4,84	8,68	3,44	1,90	1,26	—	99,28
6	52,69	1,10	18,54	3,49	5,22	0,15	4,66	7,74	3,75	2,20	0,36	0,06	99,96
7	51,61	1,04	18,50	4,10	5,0	0,13	4,30	9,65	3,78	1,54	0,30	0,15	100,19
Афировые андезиты, андезито-базальты													
8	59,20	0,96	16,68	2,54	4,80	0,15	2,66	5,0	4,44	3,15	0,38	0,48	100,44
9	58,05	1,36	15,43	2,81	5,83	0,20	2,97	6,0	4,20	2,28	—	0,03	99,16
10	57,85	1,15	16,96	2,18	5,77	0,16	2,67	4,67	4,36	3,09	0,01	0,17	99,04
11	58,57	1,28	17,27	2,72	4,78	0,14	2,53	4,76	4,54	3,07	—	0,11	99,82
12	55,32	1,02	17,89	3,73	5,0	0,11	2,97	8,15	3,56	1,13	0,74	—	99,62
Удинский комплекс													
13	58,42	1,02	14,77	2,92	4,40	0,11	5,11	7,75	3,51	1,70	0,64	—	100,35
14	52,54	0,74	14,57	5,05	4,70	0,15	7,78	10,10	2,88	1,26	0,20	0,28	100,25
Древние андезиты													
15	58,72	0,63	18,11	3,96	3,35	0,13	2,61	7,13	3,69	1,40	0,20	0,19	100,12
16	56,28	0,53	17,65	2,63	4,85	0,11	3,11	10,32	3,20	1,18	0,23	—	100,09
Средние для пород Хапиченского плато													
17	53,31	1,0	18,82	3,5	4,64	0,12	4,12	7,8	3,6	1,98	0,4	0,5	
18	58,0	1,15	16,82	2,8	5,04	0,15	2,74	5,72	4,22	2,54	0,23	0,16	

1 — обр. 526, ручей Ключ Тундровый, В. Н. Борисова; 2 — обр. 536, плато, ручей Шумный [48]; 3 — обр. 120 а, р. Левый Толбачик; 4 — обр. 164 в, между хребтом Кумроч и горой Адриановка; 5 — обр. 463, р. Горно-Тополовая, В. Н. Борисова; 6 — обр. 212 а, там же; 7 — обр. 520, р. Левый Толбачик [118]; 8 — обр. 172 [118]; 9 — обр. 205а, борт. р. Большая Хапича; 10 — обр. 121 а, р. Левый Толбачик; 11 — обр. 119 г, там же; 12 — обр. 243, там же; 13 — обр. 421, там же; 14 — обр. 522, там же [118]; 15 и 16 — обр. 527 и 574 [118]; 17 — мегаплагиофировый андезито-базальт (7); 18 — афировый андезит (5). Средние отличаются от ранее опубликованных [34] в связи с привлечением новых анализов.

сформировалась толща мегаплагиофировых лав, затем толща микроплагиофировых и афировых лав.

Центры излияния лав плато сохранились на поверхности в виде невысоких (50—60 м) крутосклонных конусов диаметром до 3 км. Два наиболее крупных лавовых конуса расположены вблизи Восточно-Камчатского хребта. К ним тяготеют две вулкано-тектонические депрессии общей протяженностью 30 км. Остальные центры располагаются на разломе северо-восточного простирания, соединяющем сбросовые уступы верховий рек Левого Толбачика и Горно-Тополовой. Указанные конусы сложены преимущественно мегаплагиофировыми лавами. Центры излияния афировых пород располагались на месте некоторых экструзий андезитов (район р. Левого Толбачика); кроме того, к центрам же относится группа пологих возвышенностей, расположенных в верховьях притоков р. Горно-Тополовой, в частности, гора Медвежка.

Вещественный состав. Петрографическая характеристика лав плато приводится в табл. 27, а их химический состав — в табл. 28.

Петрографо-химические характеристики указывают на повышенную щелочность лав плато. Основные по составу породы могут быть отнесены к тефрито-базальтам. Вариации химического состава мегаплагиофировых лав несколько больше, чем афировых пород.

Изложенные данные свидетельствуют о самостоятельном и ареальном генезисе пород плато. При образовании плато, вероятно, происходили трещинные извержения.

Таким образом, Хапиченское плато образовалось в две стадии: сначала изливались мегаплагиофировые лавы, затем формировались микроплагиофировые и афировые породы. Химический состав пород при этом изменился: андезито-базальты сменились андезитами. Несмотря на резкие различия в петрографическом составе этих пород, имеется ряд переходных разновидностей (гигантоплагиофировые → мезоплагиофировые → микроплагиофировые → афировые). Это, учитывая отмеченное сходство в химизме, указывает на их генетическую общность и принадлежность к единой эволюционной серии.

§ 10. ЭКСТРУЗИВНО-ЛАВОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ . ДОЛИНЫ р. СТУДЕНОЙ

Долина р. Студеной располагается к северу от Толбачинских сопок. Она является частью системы широтных грабен, делящих Ключевскую группу вулканов на две части: северную и южную [29, 33]. Восточная часть этой системы, долина Ключа Тундрового, выражена лишь структурно — вулканизм здесь проявился слабо, в то время как западная, соответствующая долине

р. Студеной, характеризуется длительно развивающимся вулканизмом. Эти вулканические образования и будут ниже описаны.

Геологическое положение вулканитов р. Студеной отображено на схеме-вкладке. Здесь выделяются следующие вулканические комплексы: комплекс пород плато ($Q_2 - Q_3$); раннеголоценовые вулканы исландского типа (Q_4^1), позднеголоценовые трещинные лавовые излияния (Q_4^{2-3}), экструзивные образования ($Q_3 - Q_4$).

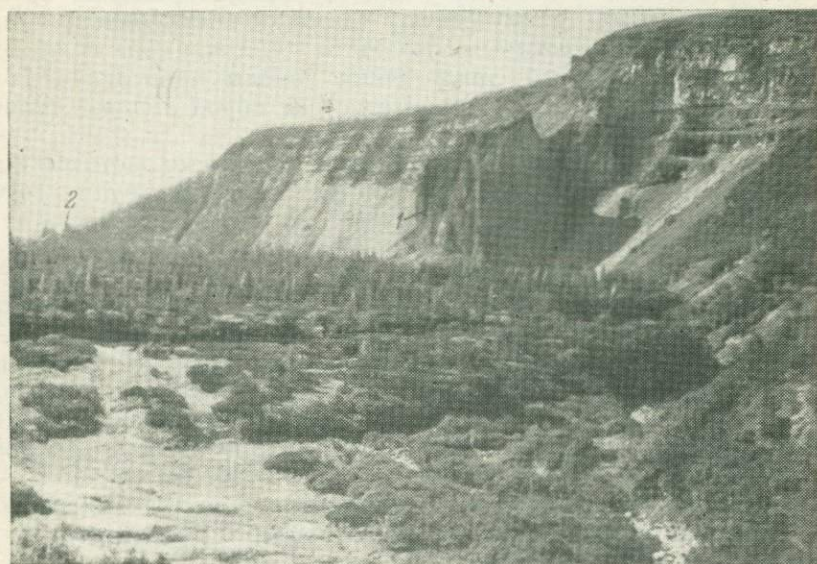


Рис. 44. Вид на плато Бараньих скал (конец августа).

1 — экструзия Обелиск; 2 — Арка (названия предложены автором)

Эффузивные образования плато распространены в основном на площади, примыкающей к долине р. Студеной с севера; несколько изолированных выходов имеется в самой долине, на траверсе между Бараньими скалами и окончанием ледника Института вулканологии; вероятно, к породам плато относятся лавы горы Поворотной. Полный разрез пород плато вскрыт в правом борту р. Студеной, в районе Бараньих скал (рис. 44).

Разрез четко подразделяется на три части. Внизу выходят сильно брекчированные мегаплагиофировые лавы базальта, относящиеся к нижнему плейстоцену (правулкан Плоский). На лавах залегает толща грубостратифицированных озерных отложений, содержащих теплолюбивый спорово-пыльцевой спектр, вероятно, времени перерыва между средне- и позднеплейсто-

ценовыми оледенениями [79]. Осадочные отложения с размывом, но без углового несогласия, перекрыты преимущественно лавовой толщей, содержащей внизу горизонт вулканогенно-пролювиальных брекчий. На поверхности толщи с запада и северо-запада от Бараньих скал залегает морена первой фазы позднеплейстоценового оледенения. В толще от 7 до 11 потоков лавы их мощность также изменяется незначительно. Общая мощность толщи 230 м. Лавы представлены серыми порфировыми или афировыми плагиоклазовыми (мезоплагиофировыми) андезито-базальтами. В подстилающих эту толщу брекчиях, кроме отмеченных пород, присутствуют также обломки оливин-пироксеновых и пироксеновых базальтов. Источником обломков служили, по-видимому, аналогичные породы правдужана Толбачик. Петрографическая характеристика пород лавовой толщи приводится в табл. 29.

Верхняя часть разреза представлена лаво-пирокластическими отложениями, источником для которых является группа голоценовых шлаковых конусов (кратер Утес и др.). Эта часть разреза имеет локальное распространение и не прослеживается в разрезах плато по р. Студеной к западу. И лавы, и пирокласты здесь представлены мезоплагиофировыми пористыми базальтами.

Интересно отметить останцовые выходы лав плато в районе цунга ледника Института вулканологии, на обоих его бортах. Лавы залегают горизонтально на древней экструзии оливин-пироксеновых базальтов и (или) на прислоненных к ней пролювиальных отложениях на высоте 1240—1260 м, что на 100—140 м выше их современного положения в долине. Указанное превышение соответствует амплитуде южного сброса долины в этом районе.

Как выше было сказано, к породам плато, вероятно, относятся лавы горы Поворотной. Они образуют толщу мощностью около 200—250 м при мощности отдельных потоков 5—8 м. Лавовая толща залегает субгоризонтально, несогласно перекрывая нижележащую существенно пирокластическую толщу. Пространственно лавовая толща тесно связана с субширотными дайками у подножия этого массива. Породы лав и даек имеют одинаковый состав порфировидных микродолеритов. Высота горы Поворотной 1772 м, что почти на 500 м выше поверхности плато. Возможно, эта разница указывает на амплитуду поднятия в данном районе. В долине р. Студеной, наоборот, фиксируется опускание поверхности плато минимум на 100 м.

Один из вулканических центров для лав плато вскрыт в непосредственной близости от разреза Бараньих скал, в долине р. Студеной (гора Эдельвейс). По-видимому, центрами лавовых излияний являлись также некоторые древние экструзии, развитые в обоих бортах р. Студеной в районе Бараньих скал (см. рис. 44).

Количественно-минеральный состав пород р. Студеной (в. %)

Породы и номер образца	Вкрапленники				Основная масса	
	Pl	Clpx	OI	Mt	Содержание	Структура, состав
Оливин-пироксеновый базальт, 1022, древняя экструзия (O ₂ ?)	$\frac{2,3}{\text{Ап}_{66-83}}$	$\frac{15,3}{57,5^\circ}$	2,3	—	$\frac{79,6}{\text{Ап}_{44-53}}$	Гиалопилитовая (Pl, Gl)
Порфиридный микроделерит, 183, экструзия северного борта	$\frac{7,4}{\text{Ап}_{67-83}}$	$\frac{9,3}{52,5-57,5^\circ}$	$\frac{8,3}{\text{Fa}_{0-19}}$	Ед. зерна	$\frac{75,0}{\text{Ап}_{44-53}}$	Микроделеритовая
Пироксен-плаггиоклазовый базальт, 195 экструзия Обелиск	$\frac{4,7}{\text{Ап}_{69}}$	$\frac{3,9}{58^\circ}$	$\frac{2,4}{\text{Fa}_{1\frac{1}{2}}}$	—	$\frac{89,0}{\text{Ап}_{54,5-66,5}}$	Гиалопилитовая
Мегаплаггиофировый базальт, 197, экструзия Арка	$\frac{6,5}{\text{Ап}_{64-79}}$	—	0,4	0,1	$\frac{93,0}{\text{Ап}_{40-57}}$	Пилотакситовая интерсертальная
Мезоплаггиофировый базальт, 189, экструзия ручья Бараний	$\frac{11,8}{\text{Ап}_{67-81}}$	4,9	$\frac{1,4}{\text{Fa}_{23}}$	Ед. зерна	$\frac{81,9}{\text{Ап}_{34-48}}$	Интерсертальная, гиалопилитовая
Мезоплаггиофировые базальты из дайки, 184, 186, 190	5,4—7,5	0,1	0,2	0,8	93,0	Микролитовая

Породы и номер образца	Вкрапленники				Основная масса	
	Pl	Clpx	Ol	Mt	Содержание	Структура, состав
Мезоплагифиоровые базальты из дайки, 184, 186, 190	$\frac{11,5}{\text{Ап}_{63-87}}$	12,8	—	1,2	$\frac{87,0}{\text{Ап}_{45-50}}$	Интерсерральная
Афировые базальты (Q_4^2); 200, 192, 19	—	—	—	—	100,0	То же
То же	0,8—1,5	0,5	—	—	98,0	»
Мегаплагифиоровый базальт Q_4^1 , 261э	$\frac{13,7}{\text{Ап}_{63}}$	—	—	0,5	$\frac{85,0}{\text{Ап}_{51-53}}$	Гиалопилитовая интерсерральная
Афировый андезито-базальт Q_3 , 2556-д	—	—	—	—	100,0	Интерсерральная

Примечания: 1. В числителе—содержание, в знаменателе—состав минерала (для Clpx—угол 2V); 2. Для основной массы в знаменателе показан состав присутствующего в ней плагиоклаза.

Раннеголоценовые лавы в долине связаны в основном с центрами региональных извержений на юго-западе Плоских сопок. Широкий язык этих лав перекрывает тектонический уступ, протягивающийся от Бараньих скал к леднику Богдановича. Лавы относятся к типу канатных жидких, высокоподвижных; в районе лавовых центров в долине развита плоскоглыбовая лава.

Позднеголоценовые лавы связаны преимущественно с трещинными центрами, расположенными вблизи Плотины, в верховьях р. Студеной. Одиночный конус (Грибной) с протяженным лавовым потоком располагается в 3 км к западу от Бараньих скал. К проявлениям этого же типа относится крупный лавовый центр (кратер Колесова), который расположен на южном борту долины, недалеко от конуса Грибного, и три сросшихся конуса (с конусом Утес), венчающих разрез плато в районе Бараньих скал. За исключением вулканитов группы Утес и кратера Колесова, все остальные лавы представлены микроплагиофировыми или афировыми базальтами; в последних лишь изредка можно наблюдать темные лейсты (до 2—3 мм) плагиоклаза. Пачка лав в верховьях долины р. Студеной имеет мощность около 50—80 м. Она образована 6—12 потоками небольшой мощности (1,5—8 м) и различного протяжения: от очень коротких (2,5—3 км) до значительных (16 км). Возраст наиболее юных из этих потоков по соотношению с мореной ледника Института вулканологии приблизительно 2000 лет назад. Он сопоставляется с возрастом некоторых лав долины Паразитов (см. § 1).

Примечателен облик этих потоков. Они отличаются от описанных ранее типов лав [90] чрезвычайно высокой пористостью. Поры самые разнообразные — от микроскопических до больших полостей и туннелей. На поверхности потоков часто встречаются шлаковые окисленные образования типа горнитосов, создающиеся, по распространенному мнению, при вторичных взрывах сильно газонасыщенной лавы. Превышение этих горизонтов над поверхностью от 0,5 до 7—10 м, диаметр 10—15 м. Кроме горнитосов над поверхностью выступают края задранных кусков, блоки лавы; образованных также при «вспарывании» газовых пузырей. Столь же часты и провалы лавы, заполненные иногда небольшими озерцами. Превышения рельефа поверхности лавы составляют около 15 м. Описанные особенности характерны для участков наиболее юных лав, приближенных к центрам излияния.

Окончания потоков имеют поверхность, характерную для шлаковых гавайских аа-лав. Здесь отмечаются необычные структуры потокового монолита от концентрической плитчатой отдельности до шаровой. В последнем случае наряду с утонением потока происходит его разделение на неправильные блоки, а затем на изолированные каменные шары, разделенные мелкой закатанной брекчией. Диаметр шаров отвечает мощности потока (3—5 м), для них характерна отдельность «каменный цветок»,

описанная М. А. Фаворской для экзотических лав Канарских островов. По нашим наблюдениям, подобная отдельность типична также для крупных изолированных глыб андезита агломератовых потоков Безымянного. Поскольку в том и другом случаях параметры газонасыщенности и вязкости лав, очевидно, различаются, ее образование можно поставить в связь именно с индивидуальностью шаровых блоков. Остывают такие шары с поверхности и во внутренних частях с различной скоростью, происходящее при этом сокращение объема лавы, большее во внешних зонах, чем во внутренних, и обуславливает образование описываемой отдельности.

Экструзивные образования широко развиты в обоих бортах долины в районе Бараньих скал и в ее верховьях. Среди них могут быть выделены трещинные экструзии и дайки. Наиболее древние экструзии ($Q_2?$) выходят по бортам ледникового трога в районе ледника Института вулканологии. Они сильно трещиноваты и брекчированы, слабо изменены и представлены оливин-пироксеновыми базальтами. Это небольшие куполовидные или скальные тела высотой от 25 до 150 м с веерообразной или грубой глыбовой отдельностью.

Более молодые экструзии долины тесно ассоциируют с лавами плато. Для них зафиксирован рвущий контакт с нижними лавами плато, но с другой стороны, их обтекают раннеголоценовые лавы. Среди этих экструзий по составу выделяются два типа: пироксен-плагноклазовых или двупироксеновых базальтов и мегаплагнофировых базальтов. Во вторых встречаются включения первых, из чего следует, что они несколько моложе. И те и другие экструзии вскрыты в районе Бараньих скал (см. рис. 44); здесь хорошо видно их внутреннее строение, связанное с формированием различных типов отдельности.

Дайки развиты преимущественно в районе Бараньих скал, одиночные дайки встречены также вблизи ледника Богдановича в правом борту долины р. Студеной и на склонах горы Поворотной. В первом районе практически все дайки имеют меридиональное простирание и крутые углы падения ($65-85^\circ$) на запад, во втором имеются широтные дайки, вытянутые вдоль ограничивающего долину разлома, и северо-северо-западные.

Дайки сложены преимущественно мегаплагнофировыми базальтами, дайки горы Поворотной имеют состав порфировидных долеритов. Дайки мегаплагнофировых базальтов прорывают лавы плато, кроме того, наблюдался переход дайки в лавовый поток нижнеголоценовой толщи. Очевидно, эти дайки являлись подводными каналами раннеголоценовых излияний. Дайки порфировидных долеритов более древние; они тесно связаны с лавовой пачкой горы Поворотной, т. е. относятся к комплексу пород плато. Дайки обычно одноактные, но встречаются и многократные. Наблюдался переход крутонаклонной дайки в межпластовую или мантийную жилу. Мощность даек от 2,5 до 5 м;

все дайки обладают преимущественно столбчатой, реже глыбовой и вееро-плитчатой отдельностью.

Петрография пород. Все породы долины р. Студеной относятся к базальтам и андезито-базальтам и являются одним из наиболее основных в Ключевской группе вулканов (см. табл. 29). По характеру вкрапленников среди них выделяются оливин-пироксеновые, мегаплаггиофировые и микроплаггиофировые (в том числе афировые), однако между этими породами существует тесная связь, поскольку в ряде случаев они проявляются синхронно и практически в одном и том же месте (Бараньи скалы). В объемном отношении среди описываемых пород резко преобладают субафировые и афировые разновидности. Обращает на себя внимание хорошая раскристаллизация основной массы пород. В большинстве из них практически отсутствуют крупные выделения рудного минерала, которые могли бы быть отнесены к вкрапленникам, отмечается его обилие в основной массе, где он присутствует в виде тончайших зерен в интерстициях между микролитами.

Главный минерал вкрапленников — плаггиоклаз — в мегаплаггиофировых и изредка в афировых породах присутствует в виде таблиц размером от $1,5 \cdot 0,6$ см до $(2-3) \cdot (0,2-0,3)$ мм, иногда меньше. Для него в большинстве случаев характерны коррозия, иногда обломочные очертания и насыщенность стекловатыми и пироксеновыми включениями (до 25—33% от всей площади кристалла). Вероятно, поэтому плаггиоклазы имеют в породах темную (темно-синюю) окраску.

В контакте с включениями плаггиоклаз обычно деанортитизирован, при этом состав плаггиоклаза в ареале включений аналогичен составу микролитов плаггиоклаза в основной массе. Отсюда можно сделать вывод о том, что появлению в плаггиоклазе включений стекла предшествует его деанортитизация, по-видимому, в участках неоднородностей. Действительно, наблюдаются и такие случаи, когда кристалл пятнами деанортитизируется, но включений стекла еще нет. Описываемые факты указывают на появление включений стекла в плаггиоклазе в результате его плавления, а не вследствие неравновесного роста при кристаллизации, как можно было бы предположить.

Состав плаггиоклаза вкрапленников колеблется в значительных пределах, однако главная масса зерен с ситовидными ядрами имеет в целом довольно выдержанный состав ($Ап_{63}$ — $Ап_{75}$) во всех породах независимо от их химизма. Цветные минералы (оливин и клинопироксен) развиты преимущественно в оливин-пироксеновых базальтах и порфиритовидных микродолеритах экструзий и даек. Крупные выделения обоих этих минералов корродированы, мелкие характерны только для клинопироксена (субфенокристаллы и микролиты основной массы). Последние обычно идиоморфны, в них развито двойникование. Оливины имеют состав от чистого форстерита (во включении)

до Fa_{23} (см. табл. 29), при этом замечено, что повышение железистости оливина соотносится с уменьшением размеров выделений. Оливин по трещинкам иногда замещен бурым железистым минералом (гематит ?).

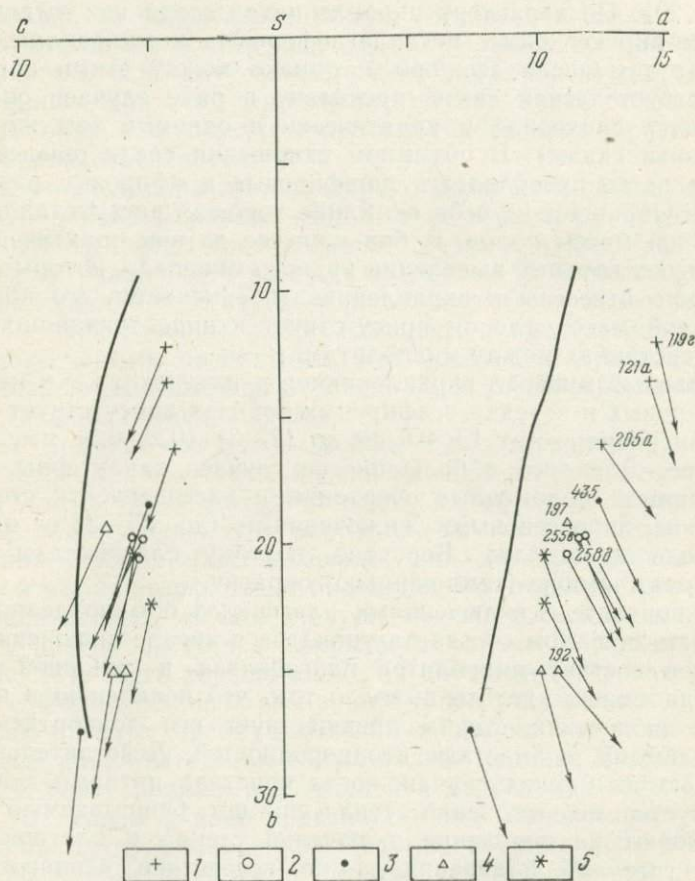


Рис. 45. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород р. Студеной.

1 — афировые андезиты Хапиченского плато; 2 — лавы из разреза плато Бараньих скал; 3 — экструзии; 4 — афировые базальты р. Студеной; 5 — афировые тейфрито-базальты Аюйского вулкана. Кривая соответствует средним составам пород вулканов центрального типа в Ключевой группе

Петрохимия пород. Химические особенности пород долины р. Студеной иллюстрируются диаграммой А. Н. Заварицкого (рис. 45); см. также прилож. 1, образцы 183, 179, 192, 197, 255в, 255е, 258д). Кроме пород р. Студеной, на диаграмму

нанесены точки афировых пород (андезитов) Хапиченского плато и, для сравнения, двух образцов афировых андезитобазальтов Анойского вулкана (по Е. К. Устиеву). Слева от фигуративных точек показана усредненная кривая химических составов пород вулканов центрального типа в Ключевской группе.

Большинство пород р. Студеной независимо от возраста обладает повышенной щелочностью. Пользуясь терминологией Е. К. Устиева, их можно отнести к тефритовым базальтам.

Положение афировых андезитов Хапиченского плато, также формационно связанных с мегаплагиофировыми лавами, в пределах поля точек пород р. Студеной указывает на однотипность тех и других образований.

Среди экстрезий выделяются два типа: одни сложены мезо-плагиофировыми и пироксеновыми базальтами (обр. 435/64) и имеют химический состав близкий к составу лав. Другие — более древние, представлены оливин-пироксеновыми базальтами (обр. 183/64) и характеризуются пониженным содержанием суммы щелочей и Al_2O_3 , более высоким содержанием MgO и CaO . Отношение K_2O/Na_2O в оливин-пироксеновых базальтах составляет 0,2, в то время как для лав и связанных с ними экстрезий обычно значение 0,4—0,6. Вероятность того, что рассмотренные породы являются разноглубинными дифференциатами одной и той же магмы, была автором показана ранее [34, 36].

Породы р. Студеной отличаются от других пород Ключевских вулканов высоким содержанием TiO_2 (от 1,2 до 1,9%). Эта особенность свойственна также породам Толбачинских сопок. График частоты встречаемости тех или иных содержаний TiO_2 в породах приводится на рис. 46, где породам Толбачинских сопок и р. Студеной отвечает пик со средним содержанием 1,5%.

Относительно происхождения афировых пород можно сказать следующее. Эти породы по составу близки к афировым породам, описанным Х. Куно [150] и позднее Г. С. Йодером и К. Э. Тилли [47]. Базальты молодых лав р. Студеной (обр. 179, 192) практически изосоставны с гавайитами и отличаются от них несколько меньшим содержанием TiO_2 [47]. Отличительной особенностью афировых лав является высокое содержание Al_2O_3 . Обычен парагенез афировых и порфириновых пород, изосоставных по химизму, что наблюдается и в породах описываемого района.

Ссылаясь на работу Г. Кеннеди, Г. С. Йодер и К. Э. Тилли предполагают возможность образования афировых пород «в тех случаях, когда содержание воды (в магме. — В. Е.) может быть более высоким, а температура ликвидуса более низкой...» [47, с. 104]. При этом происходит образование «перегретых» магм и плавление выделившейся в них кристаллической фазы. Отмеченные выше случаи нахождения плавленых плагиоклазов в афировых породах могут указывать на реальность этого про-

цесса. Причиной образования «перегретых» магм, вероятно, является быстрое снятие литостатического давления в период формирования трещинных каналов ареальных извержений. По оценке Л. Х. Коэна, К. Ито и Д. К. Кеннеди [59] базальт, поднявшийся с глубины 35 км, при быстром перемещении его на поверхность может быть перегретым на 50–60° С.

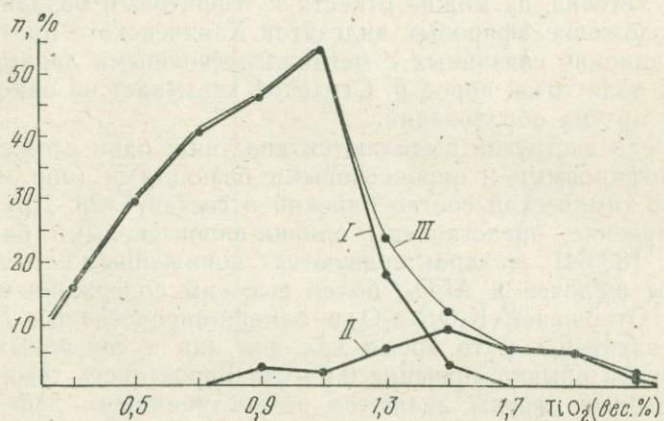


Рис. 46. Вариации содержания TiO_2 в породах Ключевской группы вулканов.

I — кривая для всех пород, исключая породы района Толбачинских сопкок; *II* — кривая для пород Толбачинских сопкок и долины р. Студеной; *III* — общая кривая

Из всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

Приведенные данные свидетельствуют о длительности ($Q_2 ? - Q_4$) и известной самостоятельности вулканических процессов, протекавших в долине р. Студеной. Вулканическая деятельность здесь была существенно эффузивной, при этом образовавшиеся продукты характеризуются рядом специфических признаков, из которых наиболее важными являются их повышенная щелочность и основной состав, а также присутствие сравнительно большого объема афировых пород. Афировые базальты, излившиеся в голоцене, являются одними из наиболее основных пород Ключевской группы вулканов. Все эти факты по-видимому, свидетельствуют о глубоком заложении структуры. Максимум вулканической деятельности в долине приурочен к месту пересечения широтной структуры, хорошо выраженной в рельефе, и меридиональной захороненной структуры, вероятно, сбросового типа, фиксируемой дайками (Бараньи скалы).

Петрографические и петрохимические признаки указывают на образование афировых пород в связи с плавлением соответствующих или близких к ним по составу частично раскристаллизованных плагиоклазсодержащих магм повышенной щелочности.

Породы плато р. Студеной по времени образования и по составу в целом аналогичны породам Хапиченского плато, хотя они и приурочены к различным типам тектонических структур. Это является основанием для выделения единого этапа ареальной деятельности в Ключевской группе вулканов, связанного с формированием плато, в начале позднего плейстоцена.

ФОРМАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ И ПРОБЛЕМА ИХ ГЕНЕЗИСА

§ 1. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ И ТИПЫ ФОРМАЦИИ

Учение о геологических формациях, особенно аспекты связи формаций с тектоникой, были в значительной мере разработаны Н. П. Херасковым [133]. При формационном анализе магматических пород различают понятия «конкретная магматическая формация» или «магматический комплекс» и «абстрактная формация», или «формационный тип». Первое понятие отражает свойства реально существующих магматических тел, второе — относится к главным особенностям, «...свойственным ряду тождественных или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и могут залегать в различных и зачастую удаленных друг от друга, но однотипных геологических структурах» [62, с. 20; 85].

Ю. А. Кузнецов [62] называет пять основных признаков, которыми следует руководствоваться при выделении конкретных формаций: 1) состав пород в виде характерной парагенетической ассоциации; 2) геологическая обстановка образования, отраженная в фациальном облике комплекса; 3) возрастная близость всей парагенетической ассоциации; 4) связь с теми или иными геологическими структурами и в некоторых случаях со стадиями их развития; 5) повторяемость формаций в пространстве и во времени.

По существу такие же признаки были выдвинуты формационной комиссией Межведомственного петрографического комитета [85]. В формационном анализе «решающее слово должно быть за простым признаком парагенезиса ассоциации пород, единственно вполне объективным и точным» [62, с. 20].

Расчленение пород Ключевской группы вулканов на основании перечисленных признаков 1—4 позволяет выделить здесь две формации, базальт-андезито-базальтовую (I) и базальт-андезито-дацитовую (II)* (табл. 30). Первая объединяет породы вулканов: Ключевского, Камень, Ближний и Дальний Плоские, Острый и Плоский Толбачик и ареальные образования, а за

* Далее для краткости эти формации условно будут обозначаться римскими цифрами I и II.

Характеристика основных признаков формаций

Формация	Парагенетическая ассоциация пород	Фациальный облик комплекса	Возраст ассоциации	Структурная приуроченность вулканов
I. Базальт-андезито-базальтовая	Базальты, андезито-базальты, редко андезиты. Включения базитов, гипербазитов	Лавы и туфы в разрезах стратовулканов, существенно лавовые образования щитовых вулканов плато и региональных зон. Обилие даек. $E < 50\%$	$Q_1—Q_4$, два максимума базальтового вулканизма: в раннем плейстоцене и в голоцене	На поднятии вдоль глубинного разлома, трассируемого региональными зонами
II. Базальт-андезито-дацитовая	Андезиты, базальты, андезито-базальты, андезито-дациты. Включения амфиболитов, базитов, редко гипербазитов	Существенно пирокластические разрезы стратовулканов, значительная роль экструзий и связанных с ними агломератовых туфов; зоны измененных пород. $E \geq 50\%$	$Q_2—Q_4$, максимум вулканизма в среднем—позднем плейстоцене	Вдоль разломов ограничения Хапиченской впадины

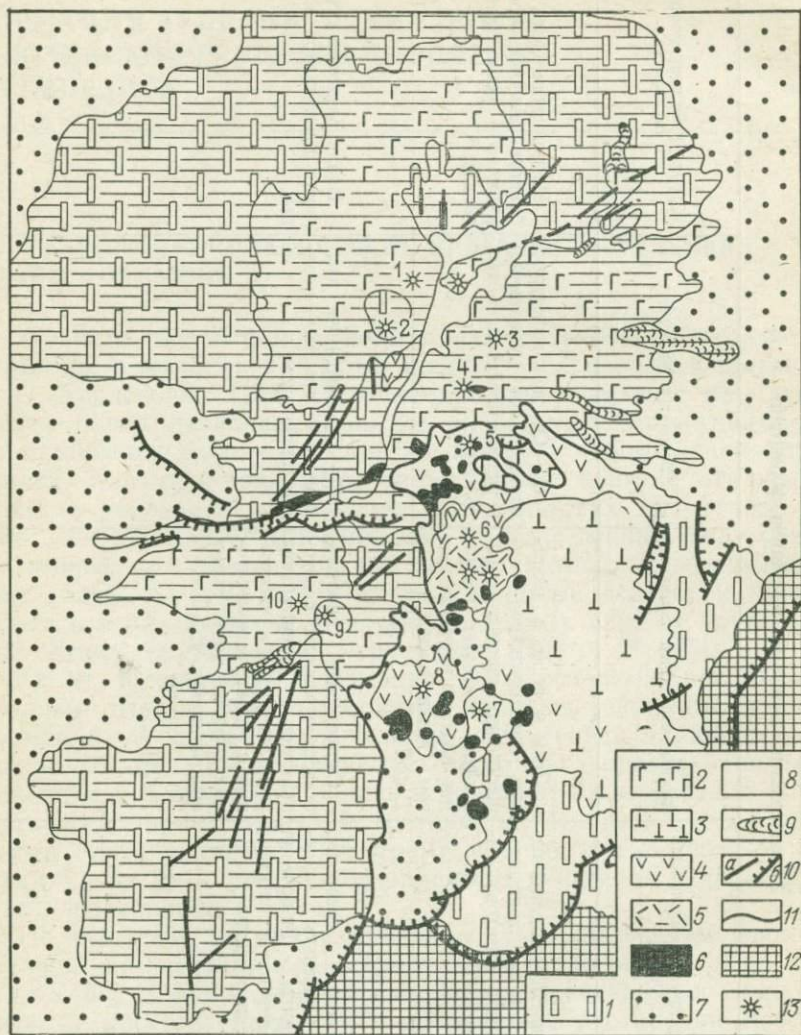


Рис. 47. Схема формационного расчленения пород Ключевой группы вулканов.

1 — мегалапиофировые лавы (тефрито-базальты); 2 — базальты, андезито-базальты; 3 — преимущественно андезито-базальты; 4 — андезиты; 5 — андезито-дациты; 6 — экструзии; 7 — нерасчлененные рыхлые четвертичные отложения; 8 — ледники; 9 — лавовые потоки исторических извержений; 10 — разломы (а — без смещения, б — сбросы, сбросо-сдвиги); 11 — граница базальт-андезито-базальтовой и базальт-андезито-дацитовой формаций; 12 — фундамент вулканов; 13 — вулканы (названия см. рис. 2). Горизонтальной штриховкой показаны площади распространения пород 1 формации

пределами Ключевской вулканической группы может быть распространена на образования вулканов Николка и Харчинский, ко второй относятся породы вулканов и экструзий, располагающихся к югу от вулкана Камень, а именно: вулканов Безымянного, Плотины, Зимины сопки и Удины сопки, а также вулканов восточного обрамления Хапиченской впадины — Шиш и Успенского. К проявлениям второй формации (II), вероятно, необходимо отнести и породы щитового пьедестала вулкана Камень вместе с андезитами низов стратовулкана, поскольку их состав имеет признаки гибридизма или ассимиляции базальтовой магмой вмещающих пород коры (см. главу III § 4). Кажется естественным перекрытие обеих формаций (I и II) именно на вулкане Камень, т. е. в районе, где эти формации смыкаются.

Сопоставление схемы формационного расчленения пород Ключевской группы вулканов (рис. 47) со схемой тектонического районирования (см. рис. 2) наглядно иллюстрирует приуроченность формаций к определенным структурам. В табл. 30 не введен пятый признак, поскольку имеются лишь косвенные данные для его оценки. Так, в главе II отмечалось, что геофизические данные и результаты изучения включений, позволяют говорить о высоком положении в Центральном поднятии пород спилито-диабазовой (K_2 ?) формации геосинклинали и, возможно, более молодых плиоценовых базальтов. В хребте Кумроч, т. е. на борту Хапиченской впадины, четвертичные образования вулкана Шиш существенно андезитового состава наследуют местопоявление аналогичных или близких им по составу пород плиоцен-четвертичных вулканов и вулканов, образующих порфиритовую формацию (палеоген ?) геосинклинали; те и другие имеют совершенно одинаковый набор включений. Таким образом, указанные формации вероятно, характеризуются длительным развитием во времени.

§ 2. СОСТАВ ПОРОД ФОРМАЦИИ

Объемы пород различного состава в формациях существенно отличаются [32]. В базальт-андезито-базальтовой преобладают базальты и андезито-базальты, в то время как для базальт-андезито-дацитовый типичны андезито-базальты и андезиты. Объемы пород формаций I и II следующие (км³)*:

Породы	I	II
Базальты, андезито-базальты	2106	517**
Мегаплагиофировые лавы, тефрито-базальты	853	435
Андезиты	0,9	130
Андезито-дациты	—	14

* Кроме того, учтены объемы пород вулкана Шиш и молодых образований горы Успенской в хребте Кумроч.

** Главным образом андезито-базальты.

Группа андезитов базальт-андезито-базальтовой формации представлена маломощными телами вершинных экструзий стратовулканов и толщей гиперстеновых андезитов вулкана Дальний Плоский. В базальт-андезито-дацитово-и формации андезиты и андезито-дациты имеют широкое распространение; они слагают экструзии, мощные толщи в пределах вулканов или сами эти вулканы. Появлению пород средне-кислого состава в базальт-андезито-дацитово-и формации в целом предшествовало образование базальтов и андезито-базальтов, однако подобное направление эволюции не является строго выдержанным. Так, на вулкане Большая Удина отмечается обратный порядок образования пород, равно как и чередование андезитов, андезито-дацитов и андезито-базальтов. Деятельность этого вулкана с образованием пород средне-кислого состава происходила одновременно с деятельностью вулкана Малая Удина, сложенного существенно базальтами. Аналогичные примеры можно привести и из истории развития Зиминых сопков.

Развитие вулканизма во времени неравномерно. Если максимум деятельности вулканов базальт-андезито-базальтовой формации приходится на ранний плейстоцен и голоцен, то вулканы базальт-андезито-дацитово-и формации были наиболее активны в среднем — позднем плейстоцене [32]. Расчеты интенсивности вулканизма в единицу времени позволяет говорить о двух пульсациях базальтового вулканизма с интенсивностью 0,01—0,04 км³/год (в Q₁ и Q₄) и о его перемежаемости с вулканизмом средне-кислого состава (в O₂₋₃). Эти выводы согласуются с общей закономерностью подобного рода, установленной для вулканов Тихоокеанского пояса [147]. А. Е. Святловский [106] предполагает связь таких пульсаций с тектоническими движениями и миграцией термоаномалий в недрах Земли.

Петрографические различия формаций связаны прежде всего с резко различными вариациями химического состава слагающих их пород. В изосоставных по химизму породах (базальтах и андезито-базальтах) наблюдаются различия, обусловленные практически постоянным присутствием в породах базальт-андезито-дацитово-и формации фенокристаллов ортопироксена, редко встречающихся в породах базальт-андезито-базальтовой формации. Для сравнения можно указать на базальты и андезито-базальты Удиных, Зиминых и Плоских сопков. Состав ортопироксена по сравнению с его составом в породах формации I более железистый, при этом интересно, что, например, в базальтах и андезито-базальтах Удиных сопков присутствует ортопироксен более железистый, чем в андезитах и дацитах тех же вулканов (по данным К. М. Тимербаевой, [118]).

Большая железистость характеризует также фенокристаллы оливина и клинопироксена пород формации II. В базальтах Удиных сопков фенокристаллы представлены оливином Fa₂₂₋₃₂

до Fe_{42} , характерным обычно для дацитов и более кислых пород. При этом фенокристаллы оказываются более железистыми, чем оливин микролитов (Fe_{18-22}). Таким образом, породам формации II свойственна повышенная железистость цветных минералов (вкрапленников) по сравнению с минералами пород формации I. Отношение FeO/MgO в цветных минералах от основных пород к кислым не всегда увеличивается, как это характерно для цветных в аналогичных породах, образованных при фракционной кристаллизации, а в ряде случаев уменьшается. Для цветных минералов в породах II формации характерны различные венцовые или коронарные структуры с ядрами, сложенными обычно оливином или оливином и ортопироксеном, указывающие на их неравновесность в расплаве. Широко распространены гломеропорфировые сростки.

В породах вулканов обеих описываемых формаций плагиоклаз имеет различный состав (табл. 31). В целом, за единич-

Таблица 31

Состав плагиоклаза (% An) в породах вулканов, входящих в формации*

Вулканы, породы	Средне-валовый состав	Пределы колебаний
Формация I		
Острый и Плоский Толбачик	67,5	40—85
Ключевской, прорыв Пийпа	61,8	—
То же, кратер Заварицкого	70,9	54—85
То же, терминальный кратер	67,5	50—89
Плоские сопки	58,9	51—69
Камень, стратовулкан	64,3	50—83
Плоский Толбачик, региональная зона. мезоплагиофировые базальты	70,0	53—84
Формация II		
Камень, пьедестал	60,4	40—82
Безымянный, современные извержения	58,7	39—84
То же, породы постройки	57,8	43—68
То же, купола	54,7	41—73
Седло, андезито-базальт	60,1	41—85
Малая Удина, базальты	59,3	52—68
То же, экструзии андезита	53,9	43—62
Большая Удина, базальты	66,0	60—72
То же, нижний комплекс	53,2	38—70
То же, верхний комплекс и экструзии	53,6	40—66
Зимины сопки, базальты и андезито-базальты	59,2	—
То же, андезито-дациты	44,7	—

* Использованы данные расчетов О. Н. Волинца.

ными исключениями, его состав выше и ниже Ap_{60} соответственно в породах формаций I и II. Распределение значений состава плагиоклаза в породах вулканов указанных формации также различно, при этом установлены мономодальный и полимодальный типы распределения. Первый тип характеризует вулканы базальт-андезито-базальтовой формации, второй — базальт-андезито-дацитовой. Полимодальное распределение плагиоклазов связывается с палингенным происхождением магмы, их образующей [75]. Однако в обеих группах выделенных плагиоклазов наблюдаются сквозные максимумы, которые Ю. П. Масуренков во втором типе распределения связывает с реликтовыми плагиоклазами, являющимися отторженцами среды магмообразования, или с соответствующими реликтовыми структурами кристаллических решеток в расплавах. Это подтверждается такими фактами, как сравнительно высокая основность плагиоклаза в лавах средне-кислого состава, наличие во всех породах заметного количества ситовидных или плавленных плагиоклазов, широкое распространение периклиновых двойников в плагиоклазах, характерных обычно для метаморфических пород, причем К. М. Тимербаева [118] отмечает параллельное возрастание количества периклиновых двойников и содержания включений в породах и т. д. В ряде случаев отмечено присутствие фенокристаллов плагиоклаза более кислых, чем микролиты.

Породы средне-кислого состава, представляющие преимущественно базальт-андезито-дацитовую формацию, характеризуются высоким содержанием таких минералов, как гиперстен, роговая обманка, кварц (или кристобалит с тридимитом). Особенно высокое содержание кварца в полосчатых лавах Зимних сопок. Наблюдается коррозия кварца и реакционные оторочки клинопироксена по краям его выделений. В андезито-базальтах этой формации встречаются микропайкилитовые структуры основной массы с базисом, выполненным кварцем. В редких андезито-дацитах Удиных сопок отмечено присутствие биотита.

Породы формаций различаются также по составу входящих в них ферромагнитных минералов, представленных главным образом титаномагнетитом. Состав этих минералов был всесторонне изучен О. М. Альповой [3], которая установила, что породы в районе вулканов Плоский Толбачик и Ключевской характеризуются присутствием единственной или резко преобладающей гомогенной фазы титаномагнетита с точкой Кюри $250-275^{\circ}C$, что отвечает ~ 50 мол. % ульвошпинели (Fe_2TiO_4) в твердом растворе титаномагнетита ($Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4$). За одним исключением породы, объединенные в формацию II, характеризуются присутствием нескольких первичных фаз твердых растворов титаномагнетита или же единственной фазой с точкой Кюри $525^{\circ}C$ (табл. 32).

Первичный состав титаномагнетита из пород Ключевой группы вулканов
(по данным О. М. Алыповой)

Вулканы	Породы	Состав титаномагнетита	Точка Кюри	Содержание (в породе), вес. %	
				SiO ₂	TiO ₂
Формация I					
Плоский Толбачик, региональные зоны, Ключевой и латеральные конусы	Базальты, андезито-базальты	Гомогенная фаза: 50%Mt + +50%Ulsр	250—275	49—57	0,72—1,95
Формация II					
Малая и Большая Удина, Безымянный, Плотина, Хапиченское плато	Базальты, андезито-базальты, андезиты	Существенная негомогенность (зональность зерен)	100—375	49—60	0,73—1,77
Большая Удина, экстрезии	Андезиты; дациты	Гомогенная фаза: 85%Mt + +15%Ulsр	525	59—65	0,65—0,85

Важно указать, что среди пород обеих формаций присутствуют лавы различного типа и химического состава, в том числе и по содержанию щелочей, TiO₂, Fe₂O₃+FeO, определяющих состав ферромагнитных минералов. Стабильность первичного состава титаномагнетита в указанных группах подчеркивает, по-видимому, значение формационной принадлежности в его формировании. Химический состав некоторых титаномагнетитов приводится в табл. 33.

Состав первичных фаз ферромагнетиков отражает физико-химические условия их кристаллизации: сравнительное постоянство и относительно высокое парциальное давление кислорода (P_{O₂}) при формировании титаномагнетита пород формации I и значительную изменчивость параметров давления и температуры в эволюции титаномагнетита из пород формации II. Формирование титаномагнетита с 15% ульвошпинели в роговообманковых андезитах вулкана Большая Удина, вероятно, происходило в верхах вулканического канала при низких P и T и высоком P_{O₂} [3].

Петрографические признаки, характерные для пород базальт-андезито-дацитовой формации, обычно связываются с асси-

Химический состав титаномагнетита, по О. М. Алыповой

Номер анализа	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	Сумма
1	44,56	28,40	8,29	4,20	0,93	2,06	88,44
2	44,14	29,31	8,35	3,58	0,92	1,82	88,12
3	43,28	23,94	6,19	12,58	1,16	5,04	92,63
4	51,70	27,36	4,11	3,32	1,09	4,05	91,63
5	59,04	24,66	3,80	4,83	—	—	92,33
6	46,60	25,24	8,82	5,06	1,01	3,23	89,96
7	42,76	31,71	10,43	4,42	0,94	5,61	95,87

1—5—андезиты, андезито-дациты, образцы соответственно 759-1, 759-2, 199-3, 687-1, 721-5); 6 и 7—базальты, андезито-базальты, образцы 633 и 392.

миляцией базальтовым расплавом материала коры [118]. Однако эти признаки развиты достаточно широко, причем не только и не столько в сравнительно кислых породах, сколько в андезито-базальтах и базальтах, что позволяет предполагать связь пород базальт-андезито-дацитово-формации с палингенезом. При этом для выделенных формаций характерны также и признаки, используемые Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном [117, с. 252] для поддержки гипотезы палингенного происхождения андезитов.

Для оценки химического состава пород формации автором совместно с Ю. С. Москаленко проведена статистическая обработка химических анализов [81]. Для этого все анализы пород Ключевских вулканов были разделены на две выборки соответственно их делению на базальт-андезито-базальтовую и базальт-андезито-дацитовую формации (табл. 34). Объем первой выборки составил 73 анализа, второй 117 анализов.

Средние химические составы пород формаций существенно различаются: для I формации близок к базальту, для формации II типичен андезит или андезито-базальт. Эти составы, особенно состав II формации, несколько отличаются от средневаловых составов пород формаций, учитывающих объем пород (табл. 35), что, вероятно, связано с неравномерным опробованием пород.

Расчитанные средние составы могут отражать состав первичных магм при условии общности зон генерации магмы для вулканов, объединенных в формации. Ниже мы еще вернемся к обсуждению этого вопроса. Сравнение дисперсионных характеристик окислов пород формаций с помощью критерия Фишера не показало существенных различий между ними, за исключением SiO₂ и MnO, причем для MnO s различаются больше чем на порядок. Распределение содержания MnO в породах II формации характеризуется наивысшим коэффициентом вариации (3,32), значительной правосторонней асимметрией и

Статистические характеристики химического состава пород отдельных вулканов

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Формация I										
1	51,60	1,24	16,71	3,60	7,22	0,25	5,80	8,67	3,36	1,58
	1,81	0,27	1,66	1,56	1,55	0,43	2,81	1,00	1,24	0,47
2	54,12	1,07	17,86	3,15	5,46	0,18	4,95	8,25	3,49	1,15
	2,64	0,28	1,11	1,27	1,42	0,04	1,54	1,60	0,43	0,45
3	52,92	0,98	16,72	3,84	5,71	0,18	6,60	8,83	3,09	1,26
	1,37	0,25	1,25	1,36	0,83	0,07	2,21	1,10	1,14	0,54
4	51,88	1,25	17,23	3,38	6,21	0,17	5,28	8,27	3,72	1,51
	1,82	0,34	1,80	1,24	1,32	0,05	1,65	1,18	0,53	0,43
5	51,81	1,22	17,56	3,47	6,16	0,19	5,50	8,71	3,18	1,28
	1,27	0,18	1,70	0,89	0,80	0,04	1,67	0,85	0,43	0,38
6	53,79	1,27	17,11	4,09	4,75	0,17	4,17	7,38	3,42	1,55
	2,79	0,26	1,72	1,76	1,83	1,42	1,48	2,72	1,15	0,69
7	52,74	1,12	17,55	3,59	5,67	0,18	5,28	8,48	3,31	1,39
	2,36	0,29	1,93	1,43	1,40	0,05	1,76	1,34	0,56	0,50
Формация II										
8	57,40	0,76	17,36	4,03	3,52	0,15	3,91	7,44	3,25	1,47
	5,29	0,32	1,03	1,37	1,67	0,07	2,14	1,96	0,60	0,51
9	59,68	0,71	17,67	3,90	2,93	0,17	2,89	6,42	3,59	1,39
	2,33	0,19	1,00	1,53	1,06	0,19	0,95	1,04	0,58	0,43
10	55,68	1,25	17,61	3,17	4,86	0,14	3,42	7,41	3,88	2,10
	2,50	0,67	1,66	0,98	1,21	0,02	0,86	1,72	0,53	0,84
11	57,94	0,85	16,23	3,40	3,19	0,19	4,72	7,69	3,71	1,04
	4,26	0,23	1,41	0,88	1,82	0,06	2,37	1,52	0,50	0,17
12	57,45	0,85	17,73	3,11	4,15	0,14	3,50	6,97	3,92	1,36
	3,13	0,25	1,27	1,36	1,09	0,04	1,28	0,91	0,60	0,42
13	56,62	0,62	18,61	3,55	3,76	0,24	4,37	7,57	3,54	1,54
	4,05	0,40	6,34	3,40	1,84	0,83	1,68	1,30	1,27	0,43
14	57,80	0,79	17,44	3,43	3,65	0,20	3,74	7,12	3,59	1,45
	3,68	0,37	1,36	1,42	1,51	0,66	1,65	1,41	0,60	0,52

Вулканы: 1 — ареальные базальты (38), 2 — Камень (32), 3 — Ключевой (31), 4 — грабен р. Студеной (10), 5 — Острый и Плоский Толбачик (32), 6 — Ближний и Дальний Плоский (30), 7 — формация I в целом, 8 — Большая и Малая Удина (16), 9 — Безымянный (33), 10 — Хапиченское плато (12), 11 — Шиш (9), 12 — экструзии Плотины (19), 13 — Зимны сопки (28), 14 — формация II в целом. В числителе — математическое ожидание (\bar{x}), в знаменателе — среднее квадратичное отклонение (s). В скобках указано число анализов.

Сравнительный состав пород формаций, подсчитанный разными методами

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ _{умма}
1	52,74	1,12	17,55	3,59	5,67	0,18	5,28	8,48	3,31	1,39	99,31
2	51,87	1,07	18,91	4,04	4,60	0,21	5,00	9,04	3,48	1,29	99,51
3	57,80	0,79	17,14	3,43	3,65	0,20	3,74	7,12	3,59	1,45	98,91
4	54,10	0,57	18,06	2,56	4,77	-0,06	5,64	8,58	2,97	1,17	98,49

1 и 3—составы I и II формаций (из табл. 34); 2 и 4—их средневаловый состав, рассчитанный с учетом объемов различных пород формаций. В анализе 4 рассчитано содержание H₂O_{общ} = 1,36%.

эксцессом. В породах I формации оно мало отличается от поведения других окислов. Распределение MnO подтверждает некоторые выводы о поведении этого окисла, полученные ранее К. М. Тимербаевой [119]. Она установила, что зависимость между отношением Mn/Fe и содержанием SiO₂ для пород вулканов I и II формаций различна, при этом в I формации отношение Mn/Fe постоянно при вариациях содержаний SiO₂, в то время как во второй оно линейно увеличивается с возрастанием SiO₂ в породах.

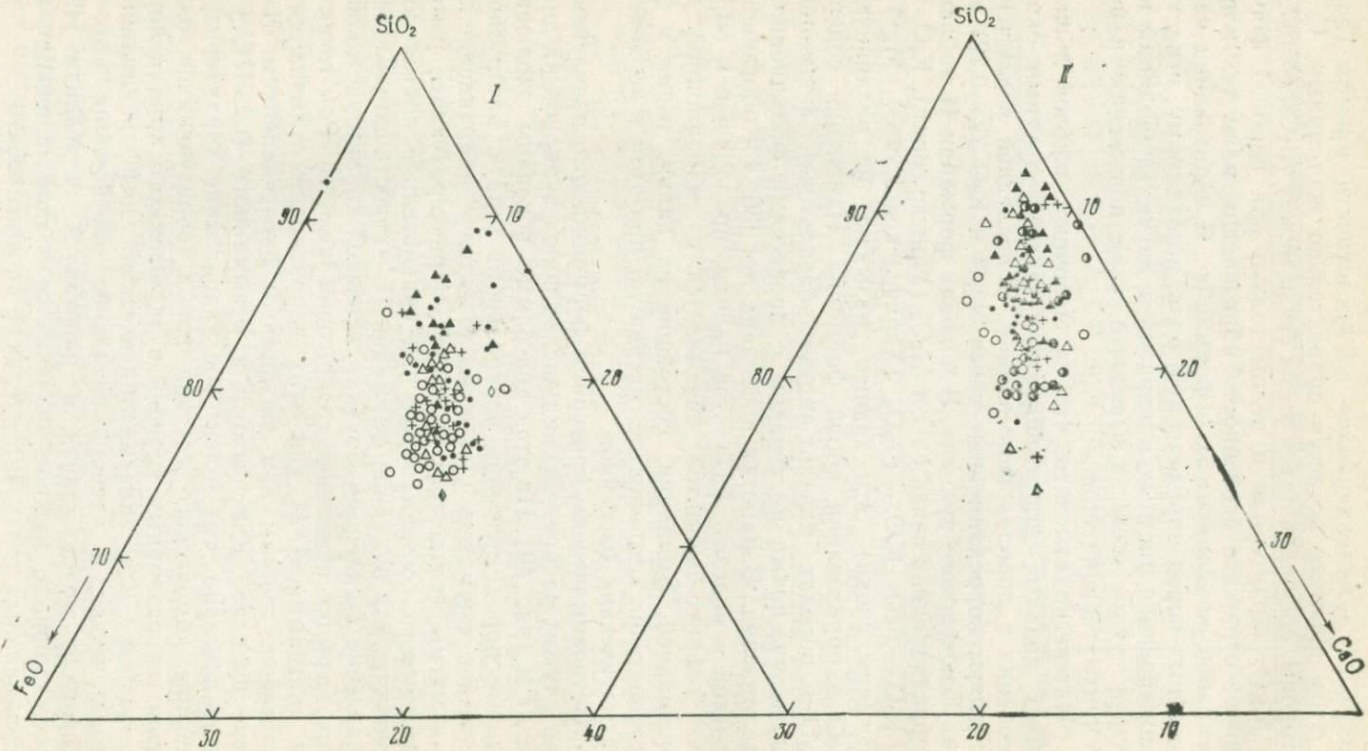
Корреляционный анализ окислов пород формаций показывает наличие между ними сравнительно определенных связей ($k \geq 0,5$). В I формации пары SiO₂—MgO, SiO₂—CaO, Al₂O₃—MgO, Fe₂O₃—FeO, MgO—Na₂O, MgO—K₂O, CaO—Na₂O, CaO—K₂O характеризуются обратной связью, а пара MgO—CaO—прямой. Во II формации обратная связь характерна для пар SiO₂—FeO, SiO₂—MgO, SiO₂—CaO, CaO—Na₂O, а прямая для FeO—CaO, FeO—MgO, MgO—CaO. Во II формации связь SiO₂—CaO ($k = -0,84$) приближается к линейной функциональной зависимости. Наряду с общими для пород обеих формаций корреляционными связями (SiO₂—MgO, SiO₂—CaO, MgO—CaO и CaO—Na₂O) имеются также и специфические связи для каждой из них. Для пород I формации это зависимости между Al₂O₃, MgO, K₂O и Na₂O, для II формации— между SiO₂, FeO, MgO и CaO; в I формации связующим компонентом выступает MgO, во II—FeO.

Для иллюстрации обнаруженных связей между окислами в породах различных формаций построены соответствующие диаграммы (рис. 48). Сходство корреляционных связей: SiO₂—FeO—CaO в породах I и II формаций, а также их повторяемость в породах отдельных вулканов, по-видимому, связаны с некоторым общим для обеих формаций процессом, которым может быть процесс эволюции магмы, не зависящий в основном от ее исходного состава. Как следует из графика, отношение

FeO/CaO в изменяющихся по кислотности магмах (породах) в этом процессе остается сравнительно постоянным. С другой стороны, обсуждавшаяся выше связь между Al_2O_3 , $(Na_2O + K_2O)$ и MgO, характерная в целом только для пород I формации, может отражать особенности образования магм тех или иных вулканов, объединяемых в формацию. В образовании наиболее основных пород определенную роль, по-видимому, играет фракционирование цветных минералов в магме, приводящее к изменению суммы *alkal*, в частности, к ее понижению в породах аккумулятивной серии.

Интересно отметить, что из щелочных окислов лишь Na_2O имеет сильные корреляционные связи с другими окислами, особенно в породах формации I. В последней исключение составляют корреляционные связи Na_2O и K_2O ($k=0,72$) в породах Ключевского вулкана. В породах формации II наблюдается корреляционная связь K_2O и Al_2O_3 (Удиные сопки), $K_2O - Na_2O$ и $K_2O - FeO$, $K_2O - Fe_2O_3$ (Хапиченское плато), $MgO - K_2O$ (Зимины сопки). Эти данные указывают на различную роль K_2O в образовании пород формаций. Изменения содержания K_2O в породах базальт-андезито-базальтовой формации, по-видимому, прямо не связаны с процессами фракционной кристаллизации. В работах последних лет [36, 43] обогащение базальтов и андезитов-базальтов калием, приводящее к образованию тефрито-базальтов, связывается с эманационной дифференциацией. Эманации, состоящие из калия, тория и других легколетучих компонентов, мигрируют при этом в верхние части магматических бассейнов.

Петрохимическим критерием формационного расчленения пород служит распределение окислов пород вулканов на диаграмме *AFM* (рис. 49). На этой диаграмме показаны эволюционные кривые пород вулканов центрального типа и экструзий. Для вулканов формации I типично толентовое направление эволюции магмы (тенденция Феннера), характеризующее изменение химического состава пород при сравнительно постоянной щелочности, для вулканов формации II — известково-щелочное направление (тенденция Боуэна), основной характеристикой которого является изменение содержания щелочей. Рои точек пород на диаграмме *AFM* для этих направлений отличаются соответственно кучным или дискретным распределением. На примере вулканов Ключевского и Безымянного (гл. III, § 3, 5) было показано, что толентовое направление характеризует изменение химического состава пород, образующихся одновременно на различных уровнях вулканического канала при эманационной или пневматолитической дифференциации [37]. Теоретическое и экспериментальное обоснование этих представлений можно найти в работах А. А. Кадика [49, 51], утверждающего важное значение свободной конвекции магмы в радиальных телах значительной протяженности.



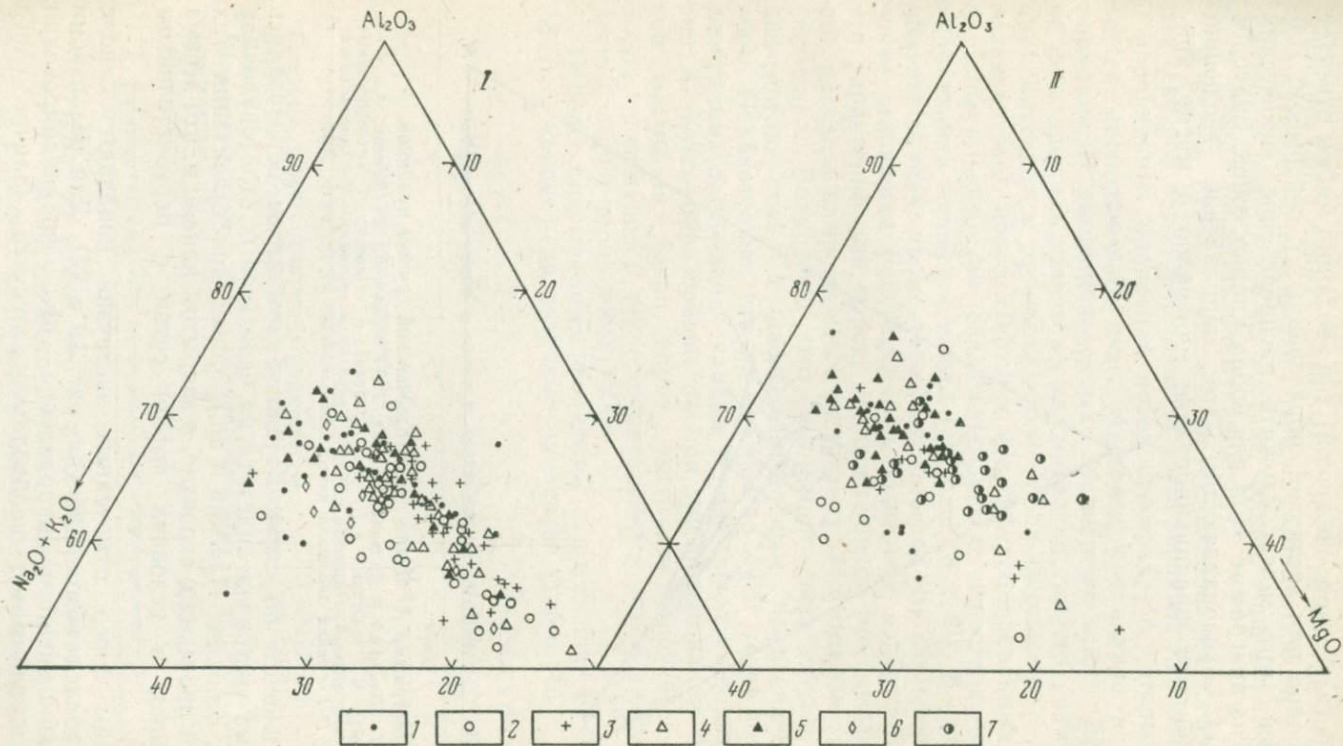


Рис. 48. Корреляционные диаграммы для пород базальт-андезито-базальтовой (I) и базальт-андезито-дацитово-й (II) формаций.

Вулканы: 1 — Ближний и Дальний Плоский (I) и Плотина (II); 2 — региональные зоны (I) и Хапиченское плато (II); 3 — Ключевской (I) и Шиш (II); 4 — Острый и Плоский Толбачик (I) и Большая и Малая Удина (II); 5 — Камень (I) и Безымянный (II); 6 — р. Студеная (I); 7 — Зимини сопки (II)

Второй (известково-щелочной) тип эволюции магмы отвечает толщам пород или экструзий, образованных с перерывом. Иллюстрацией этого может служить распределение химических анализов на диаграмме *AFM* для пород Удиных сопок. Ведущим процессом, обуславливающим это направление эволюции, обычно считают фракционирование минералов в магме, кри-

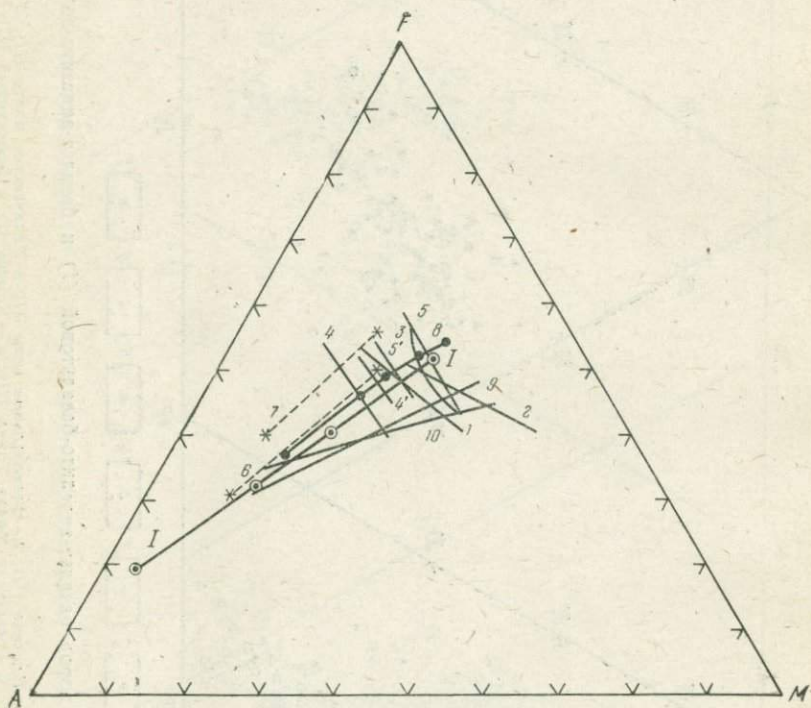


Рис. 49. Диаграмма *AFM* для пород Ключевской группы вулканов.

Вулканы: 1 — Ближний и Дальний Плоские; 2 — Ключевской; 3 — Камень; 4 и 4' — Безымянный; 5 и 5' — Острый и Плоский Толбачик; 6 — Плотина; 7 — столбовидные ареальные экструзии; 8 — Большая и Малая Удина (с экструзиями); 9 — Зимины сопки; 10 — Шиш. I-I — линия эволюции известково-щелочных пород, по р. Дэли

сталлизующейся по схеме Боуэна. Таким путем образовались вершинные экструзии андезита на базальтовых стратовулканах (Камень, Ближний Плоский и др.), причем кристаллизация этих экструзий протекала, вероятно, в закрытом канале и, что весьма существенно, в условиях потери связи с первоисточником магмы.

Составы пород отмеченных экструзий попадают в поле известково-щелочного ряда (см. рис. 18 и 27). Для реализации известково-щелочного направления при фракционировании магмы, по-видимому, необходимо допустить наличие очага магмы сравнительно ограниченного объема и постепенное его

сокращение с течением времени. Условия такого рода, вероятно, существовали в недрах Зиминых сопок, где мы фиксируем последовательное сокращение объема вулканических продуктов во времени и поокисление их состава, сопровождающиеся обрушением кровли (образованием кальдеры).

В целом, однако, гипотеза фракционирования для объяснения генезиса пород формации II равновероятна предположению о парциальном плавлении пород субстрата, в которых развивается магматический очаг. Массовое проявление в породах формации II вышеприведенных петрографических признаков не позволяет исключить из рассмотрения гипотезу палингенеза применительно к происхождению пород формации II. Распределение точек пород Плотины и дифференцированных (столообразных) экструзий свидетельствует о известково-щелочном направлении эволюции магмы (см. рис. 18 и 49). В столообразных экструзиях, кроме того, наблюдается закономерное увеличение отношения FeO/MgO с уменьшением содержания MgO , что характерно для пород, образовавшихся при дифференциации магмы, в то время как в экструзиях Плотины это отношение постоянно. Возможно, этот последний факт обусловлен не дифференциацией, а дифференциальным плавлением пород коры. Показательно, что на диаграмме *AFM* точки пород столообразных экструзий попадают в поле пород пижонитовой серии X. Куно, образовавшейся при дифференциации базальтовой магмы, а точки пород экструзии Плотины — в поле пород гиперстеновой серии, образование которой связывается с ассимиляцией пород коры [150].

Породы описываемых формаций существенно различаются по содержанию радиоактивных элементов (табл. 36).

Таблица 36

Содержания урана и тория в вулканических породах, г/т [43]

Породы (число анализов)	Уран		Торий	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Базальты, тефрито-базальты I формации (7)	0,699	0,216	—	—
Базальты, тефрито-базальты, андезиты, дациты формации II (21)	1,08	0,218	—	—
Мегаплаггиофировые лавы (тефрито-базальты) обеих формаций (8)	1,03	0,36	2,14	0,76
Плаггиобазальты; (7)	0,82	0,23	0,69	0,20

\bar{x} — математическое ожидание; s — среднее квадратическое отклонение.

Из табл. 36 видно, что распределение урана в породах не зависит от вещественного состава пород. Содержание этого элемента в разных формациях различно. Отмечается аномально

высокое содержание тория в мега- и мезоплагиофировых лавах, вне зависимости от их формационной принадлежности. Эта особенность хорошо выражена также в отношении Th/U. Изотопный состав урана в анализированных породах близок к равновесному [120].

§ 3. СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

В течение двух лет (1970—1972 гг.) автор занимался исследованием включений в вулканитах выделенных формаций. Включения можно разделить на гомеогенные и ксенолиты. К первым относятся мелкозернистые стекловатые включения, петрографический и химический состав которых близок к составу вмещающей породы, или не затронутые преобразованиями сегрегации минералов, типичны для вмещающих пород. Ксенолиты резко отличаются от вмещающих пород по составу и текстуре. Это — обломки амфиболитов (наиболее многочисленная группа), метаморфизованных осадочных и вулканических пород, роговиков, кремней, некоторых габброндов и перидотитов, кристаллических сланцев и др.

Размеры включений изменяются от нескольких сантиметров до полуметра. Наиболее крупные включения встречаются в породах II формации, они представлены обычно амфиболитами. В шлаках пород I формации часто встречаются мелкие овальные желваки (1—2 см) перидотитов; в лавах такие образования не превышают в диаметре нескольких миллиметров.

Включения имеют разнообразный минеральный состав и присутствуют практически в породах всех вулканитов (табл. 37 и 38). Если исключить из рассмотрения включения неглубоко залегающих пород (различные базальты, обломки осадочных пород, кремни, пемзы и др.) и очевидные гомеогенные включения, многочисленные в породах обеих формаций, то можно наблюдать четкую специализацию пород ключевской группы вулканов на включения. Вулканиты I формации содержат включения перидотитов и габброндов (габбро-анортозитов, лейкогаббро, габбро-норитов), в то время как в вулканитах II формации включения представлены преимущественно амфиболитами.

Анортозиты и габброиды, встречающиеся в вулканитах II формации (Зимины сопки), отличаются от близких к ним по составу включений в породах I формации повышенной лейкократовостью и крупнозернистой структурой.

Кислые полнокристаллические породы среди включений той и другой формаций не встречаются. На Зиминых сопках (формация II) в полосчатых дацитовых лавах встречаются обломки кварцевых монцонитов, имеющих мелкозернистую структуру, при этом среди них наблюдаются все переходы от полнокристаллических к порфиривидным, близким по составу к вмещаю-

Относительная встречаемость включений в породах отдельных вулканов

Породы включений	Формация I			Формация II					
	Кл	Пл	Тлб	Бзм	Зми		Уд		
	β, αβ	β	β, αβ	Rα	β, αβ	Rαα, γ	Rα	β	Rαα, αβ
Гипербазиты		?							
Дуниты	+++		+	+					
Лерцолиты			+	+			+	+	+
Верлиты	+								
Гарцбургиты				+			+	++	++
Пироксениты									
Габброиды					+++	+++		++	++
Лейкогаббро, анортозиты	+	+++	+++		+++	+++		++	++
Габбро	+++	+++	+++	.	+++	+++		++	+
Габбро-нориты, нориты	+++	+		.	+++	+++		+	+
Троктолиты			+				++		
Амфиболовое габбро				++			++		
Горблендиты				++			+		
Диориты, гранодиориты, граниты, монзониты						+			
Пироксен (оливин)-плагноклазовые сланцы	++			++	++	+++	+	+++	+++
Амфиболиты				+++			+++		
Пироксен-амфиболовые сланцы				+		+			
Меланократовые сланцы	++						+	++	+
Биотитсодержащие сланцы				+			+	++	++
Амфибол (биотит)-магнетитовые сланцы				+			+	+	+
Амфиболитизированные и роговокванцевые базальты, пикриты				++			+		
Роговики, кремни, пемзы, обломки кварца	++	+	+	+++			++		

Примечание. Три креста — наибольшее распространение, два креста — встречается часто, один крест — встречается редко, точка — экзотические включения. Пустая клеточка означает отсутствие оценки (не встречены). Вулканы: Кл — Ключевской, Пл — Плоские сопки, Тлб — Острый и Плоский Толбачик с региональными зонами, Бзм — Безымянный, Зми — Зимины сопки, Уд — Удины сопки; Rα — роговообманковый андезит, Rαα — пироксеновый андезит.

Включения, номер образца	Минералы						Примечания
	Pl	Amf	Clpx	Orx	OI	Mt	
Базальт-андезит-базальтовая формация							
Микрокристаллическое лейкократовое габбро, 2711-2	46,8 (I) 41,5 (II)	—	6,2	—	0,7 Ap	2,7	Офитовая, пойкилофитовая структура, в интерстициях—мирмекит (2,1%)
Габбро-норит, 2756-3А	74,9	—	9,0	13,0	0,3	1,5	Порфиroidная структура (Clpx), в интерстициях—стекло (3%)
То же, 2756/10	75,5	—	9,6	12,9	1	2,0	Аллоотриоморфнозернистая структура
Лейкократовый габбро-норит, 2756/11	79,1	—	12,7	2,4	3,7	2,2	
Лейкократовое оливковое габбро, 2756/12	71,1	—	14,6	0,6	11,8	0,9	В интерстициях—Kfs и Gl (около 1%)
Лейкократовое габбро, 2529А	77,7	—	16,7	—	4,8	0,8	Габбровая структура
Перидотит, 2756/9	—	—	9,2	5,2	83,4	Ед. зерна Sp	Катаклаз, мелкозернистый агрегат Clpx и Orx по OI

Оливковое габбро, 2774в	62,7	—	22,1	—	7,6	2,2	Трахитоидная структура. Gl 5,6%-Распад OI с выделением Mt
Пироксен-оливковое габбро, 2775А-2	34,0	—	19,0	—	39,7	7,1	Габбровая структура. G 10,2%
Пироксен-оливковое лейкогаббро, 2774а	75,1	—	6,8	—	12,3	2,1	Слабое ороговикование (3,7%) и катаклаз. Трахитоидная структура
Анортозит, 2775А	92,9	—	—	—	7,0	—	Пленки Gl (0,1%) вокруг кристаллов. Офитовая структура
Катаклазированное стекловатое оливин-пироксеновое габбро, 2775А/1	65,6	—	14,8	—	11,6	—	Габбро-офитовая структура. В интерстициях—Gl (8,0%)

Базальт-андезит-дацитовая формация

Порфиroidное ороговиканное габбро, 21286	44,8 (I) 2,3 (II)	—	14,0	—	—	15,6	Мелкозернистая масса роговика (25,3%); в интерстициях—Bi и Mt
Пироксен-плагноклазовый сланец, 2127А	6,8	8,8	23,0	—	—	1,0	Частичное ороговикование Gl+Pl+Px (26% породы)

Включения, номер образца	Минералы						Примечания
	Pl	Amf	Clpx	Orx	Ol	Mt	
Ороговикованный базальт, 2127Д	5,0 (I) 2,7 (II)	2,3	15,4			1,1	Интерсертальная основная масса (72,4%), частичное ороговикование
Биотитовый амфиболитизированный пикритовый базальт, 580а	—	9,0	20,4	—	—	1,8	Основная масса (68,8%) ороговикована с Amf и Bi. Пятна и прожилки Gl
Амфиболитизированный базальт, 2128	26,2	3,7	14,1	—	—	2,7	Роговик (53,3), Amf в основной массе и краях Rx. Пятна Gl
Анортозит, 2105к То же, 2105д/1	93,7 91,5	—	2,4 5,8	—	— 2,2	1,8 0,5	Gl в интерстициях и в Pl, около 2%
Габбро-анортозит, 2105д/2	81,4 81,7	—	15,3 13,2	—	— 0,7	1,4 1,9	Gl до 3%. Акцессорные Ap (0,1—0,7%), сфен
Пироксен-плаггиоклазовый кристаллический сланец, 2167	90,5	—	9,3	—	—	0,2	Rx в мельчайших ксеноморфных выделениях
Горнблендит, 2215	—	95,4	—	—	0,4	4,2	Ol ассоциирует с Mt

Полевошпатовый амфиболит, 2217е	79,2 64,3	13,9 30,6	—	—	Ar 1,3	0,7 —	4,7 5,1	Ороговикование и пленки стекла (1,5%): Полосчатая текстура
Амфиболит, 2244з	39,1	56,6	—	—	—	—	4,3	Дезинтеграция и ороговикование Pl
Амфиболит, 2235в	28,9	64,3	—	—	—	—	6,7	Крупнозернистая текстура
Амфиболитизированное лейкогаббро, 2244а	79,5	10,8	4,3	1,4	—	—	4,0	Amf по Rx и Pl
Амфиболовое габбро, 2142б	64,8	33,7	—	—	0,5	—	0,7	В интерстициях—Ol. Реликты Rx (Orx?) в Amf
Порфириновидное амфиболовое габбро, 2217д	68,4	30,1	—	—	—	—	1,5	
Плаггиоклаз-амфиболовый гнейс, 2142г	30,1	69,8	—	—	—	—	0,1	Полосчатая текстура

Включения, номер образца	Минералы						Примечания
	Pl	Amf	Clpx	Orx	Ol	Mt	
Пироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 2142к-2	—	50 ÷ 56	—	40 ÷ 43	—	Vi 0,8 ÷ 1,0	Характерна амфиболизация пироксена
Амфибол-полевошпатовый гнейс, 2157	38,3	59,5	1,6	—	0,1		Реликты Ol и Pх в ядрах Amf. Дезинтеграция и ороговикование Amf (0,5—1,0%)
Пироксен-амфибол-плаггиоклазовый кристаллический сланец, 2157-2	55,3	30,4	5,4	—	—	—	Ороговикование (7%)
Амфиболит, 2142п	37,9	60,1	—	—	—	2,0	Лепидогранобластовая структура
Амфиболитизированный габбро-норит, 2134ж	37,7	13,7	31,3	7,3	—	10,1	В Clpx структуры распада с выделением Mt
Амфиболитизированный перидотит, 2189-8	—	51,7	36,6	—	11,7	—	Реликты Ol и Pх в амфиболе

Пироксен-плаггиоклазовый кристаллический сланец, 2203	81,5	—	18,2	—	0,25	Vi 0,4—1,9	Реликты крупных Pl и Pх
Биотитизированное габбро, 2128а	29,7	9,7	12,9	1,6	Vi 45,2 (с Pl)	0,9	Vi в интерстициях (мелкие лейсты) и по Amf
Пироксен-плаггиоклазовый кристаллический сланец, 2183п	32,7	—	3,1	4,2	—	3,9	56,1. Мелкозернистая масса (Pl, Pх). Крупные генерации Orx и Clpx
Пироксен-плаггиоклазовый сланец, ядро включения, 2197з	10,9	—	17,1	—	—	—	72,0. Мелкозернистая масса (Pl, Pх, Gl)
Оливин-пироксен-плаггиоклазовый кристаллический сланец, 2197и	—	—	5,4	12,3	27,7	—	54,6. Мелкозернистая масса (Pl, Pх); Ol и Orx в крупных ксеноморфных выделениях

Включения, номер образца	Минералы						Примечания
	Pl	Amf	Clpx	Orx	OI	Mt	
Лейкократовое оливиновое габбро, зона включения, 2197з	79,4	—	17,1	—	2,8	—	Кокардовая текстура
Кварцевый монцонит, 2171	69,5	1,1	1,3	1,7	7,6 Qw 18,2 Or	0,6	Amf опациitized
Порфиридный монцонит (?) 2175	41,6		1,9	5,8	0,9 Qw	1,0	48,8 Gl. Сrostки Orx и Clpx
Порфиридный спессартит (геомеогенное включение?). 2142д, ядро	8,1 (I) 54,0 (II)	2,1 (I) 35,4 (II)	0,5	—	0,2	0,04	В интерстициях—пористое стекло
То же, зона	6,2 (I) 61,8 (II)	10,6 (II)		4,6		1,5	Пористое стекло ~15%

щим дацитам. Полнокристаллические монцитоны богаты кварцем, несут следы деформации и плавления, что позволяет говорить о их ксеногенном происхождении и вероятной связи вмещающих дацитов с плавлением или ассимиляцией. Это согласуется с выводами, полученными при изучении самих лав (см. § 6, глава III).

В породах II формации включения встречаются значительно чаще, чем в породах I формации. Например, при обследовании крупнейшего в Ключевской группе вулканов базальтового массива Плоских сопок обнаружено не более 10 включений, в то время как такое же их количество можно обнаружить в одной глыбе агломератового потока вулкана Безымянного. Включения в подавляющем большинстве своем встречаются среди пирокластов. На базальтовых вулканах они встречаются среди пирокластов шлаковых конусов, на андезитовых — в экструзиях и связанных с ними агломератовых потоках.

Следовательно, захват включений происходит главным образом в апикальных частях магматических очагов или каналов, в которых магма обогащена летучими. В настоящее время имеются данные, указывающие на то, что это является общей особенностью нахождения включений и в породах других районов мира [17].

Включения в породах I формации присутствуют обычно в виде изолированных обломков, не связанных с вмещающей породой; и только включения кислых пемз, часто сильно переработанные, вытянуты в виде полос в шлаках. Включения в породах II формации, наоборот, чаще «вмонтированы» в породу, обычно их ассоциация с газовыми полостями, можно наблюдать дезинтеграцию крупных включений в этих полостях на-ряд мелких, растаскивание включений и их пластическую деформацию с образованием полос в лаве. В последнем случае изменяется состав включений, они становятся похожими на обычные мелкозернистые стекловатые образования типа гомеогенных включений, охарактеризованных ранее [39]. В этом случае практически невозможно отличить гомеогенные включения от теневых ксенолитов.

Контакт включений с вмещающей породой сравнительно резкий. Однако на контакте (в зоне экзоконтакта) почти всегда наблюдается пористая стекловатая полоска мелкозернистого строения, состав которой зависит от состава вмещающей породы. В амфиболовых андезитах она близка к спессартитам, из-за обилия в ней игольчатых выделений амфибола, в пироксеновых андезитах или андезито-базальтах — это пироксен-плагноклазовое стекловатое габбро. Соотношение плагноклаза и цветных минералов в этих полосках заметно изменяется так, что их состав приближается то почти к мономинеральному амфиболиту или пироксениту, то к анортозиту. Полоски имеют рыхлую пористую текстуру.

Кристаллы в оторочках обычно крупнее микролитов; стекло чистое, без кристаллитов и сильно пористое. Подобные оторочки образуются вокруг ксенолитов различного состава; ширина их измеряется от долей миллиметра до нескольких сантиметров и, по-видимому, указывает на время нахождения включения в магме. Механизм образования подобных оторочек и гомеогенных включений аналогичен [39, 90]. В данном случае ксенолиты, вероятно, сепарируют своей поверхностью летучие вмещающей магмы, что приводит здесь к иному, чем в остальной магме, режиму кристаллизации. При этом состав самого ксенолита не имеет существенного значения. В зоне эндоконтакта ксенолита, на границе с гомеогенной оторочкой, лишь иногда можно видеть слабые преобразования, заключающиеся, например, в изменении угла оптических осей амфибола в тонкой (1—3 мм) зоне.

Включения амфиболитов нередко окислены частично или полностью вследствие преобразования зеленой роговой обманки в бурую, базальтическую. При этом обычно окислена и вмещающая порода, что указывает на общую причину окисления и на приуроченность этого процесса к приповерхностным условиям залегания магмы (лавы).

За исключением экзотических зональных включений, которые здесь не рассматриваются, образованием гомеогенных оторочек по существу исчерпывается процесс взаимодействия ксенолитов с магмой. Другие текстурные зоны в ксенолитах (о них будет сказано ниже) несогласно срезаются границей включения и гомеогенными оторочками и с ними непосредственно не связаны. Отсюда можно заключить, что или время нахождения ксенолитов в магме ограничено, или, если оно велико, то эффект ассимиляции магмой вмещающих пород после их захвата (магмой) очень незначителен. Более вероятным представляется первое предположение. Ранее было показано, что образование гомеогенных включений в породах вулкана Безымянного приурочено к короткому интервалу кристаллизации магмы непосредственно перед извержением [39].

Преобразование ксенолитов до времени формирования гомеогенных оторочек является широко распространенным процессом и проявляется в равной мере в различных породах, от осадочных и амфиболитов до перидотитов и пикритовых базальтов, вне зависимости от состава вмещающей породы, будь то андезит или базальт. В качестве примера назовем ороговикованные (до стадии образования стекол) базальты в породах вулкана Безымянного (образцы 2128, 2128б и др.) и ареальной зоны вулкана Плоский Толбачик (обр. 2356, см. табл. 38).

Степень преобразования ксенолитов различная. Менее всего изменены габбро-анортозиты или лейкократовые габбро включений в породах Зимних сопков, что, возможно, следует поставить в связь с уже обсуждавшейся сравнительной сухостью

магмы этих вулканов (см. § 6, гл. III). Далее идут крупнозернистые почти мономинеральные амфиболиты (горнблендиты), в которых наблюдается распад амфибола с выделением рудного минерала и оливина в ассоциации с интерстициальной роговиковой массой или стеклом. В этих амфиболитах содержится максимальное количество (до 7,0%) рудного минерала.

Преобразование среднезернистых полевошпатовых амфиболитов или амфиболитовых габбро выражается прежде всего в дезинтеграции и распаде крупных выделений минералов с их замещением мелкозернистым агрегатом того же состава или нового парагенезиса минералов. Распад плагиоклаза сопровождается его деанортитизацией, появлением многофазовых и стекловатых включений по трещинам спайности, иногда пластической деформацией двойников. Амфиболы преобразуются в мелкозернистый амфиболит или диссоциируют, наблюдаются случаи распада амфибола на оливин и магнетит или пироксен и магнетит с плагиоклазом. Подобному же распаду подвержены габбронды (см. табл. 38, обр. 2197) и перидотиты. Крупнозернистые перидотиты (или оливиниты с небольшим количеством пироксена) преобразуются в мелкозернистые агрегаты преимущественно пироксенового состава с гранобластовой или лепидогранобластовой структурой. Такие же метасоматически преобразованные перидотиты встречаются в ядрах некоторых зональных включений.

Процесс дезинтеграции и преобразования минералов ксенолитов приводит в конечном итоге к образованию роговиковых структур и далее к появлению в участках роговика стекловатого мезостазиса. Замеренный в нескольких случаях показатель преломления стекла включений равен 1,525—1,530, что отвечает составу андезита. Состав роговиков, по-видимому, определяется составом первоначальной породы, так как для габброндов характерны пироксен-плагиоклазовые роговики, для амфиболов — амфибол- и биотит-плагиоклазовые, для перидотитов — оливин-пироксеновые.

Мелкозернистые породы (в частности, гнейсы и кристаллические сланцы или основные массы порфировых базальтов) легче подвергаются ороговикованию, чем крупнозернистые, вследствие большей в первом случае суммарной поверхности кристаллов. Известно, что в технологических процессах уменьшение зернистости шихты прямо связано с уменьшением ее температуры плавления. Масштабы описанных преобразований ксенолитов изменяются от одного образца к другому. Ороговикованием затронуты практически все ксенолиты, иногда на 30—50% их объема. Стекло в ксенолитах встречается реже, в изученных образцах его не более 15—20%.

Таким образом, намечается ряд последовательных стадий преобразования ксенолитов: 1) дезинтеграция крупных выделений, их преобразование в мелкозернистый агрегат минералов

того же или иного состава, 2) ороговикование включений, 3) появление пятен, полосок, прожилков стекла.

Анализ реликтовых фаз минералов в амфиболитах позволяет заключить, что первичные породы, по которым развивались амфиболиты, по составу были близки к лейкократовым пироксен-плагноклазовым габбро или гранулитам (без граната). Процесс преобразования этих первичных пород, как уже отмечалось, оторван по времени от формирования гомогенных оторочек, т. е. он проходил в основном до попадания ксенолитов в магму, тождественную по составу вмещающей породе. Однако остаются неясными временные соотношения амфиболитизации (габброидов) и последующих процессов.

С целью экспериментального воспроизведения процессов плавления амфиболитов, наблюдаемых в природе, были изучены механизмы плавления образцов амфиболитов [41] (обр. 2142г, 2142б и 2142к-2, см. табл. 38) при P 250—3000 МПа и T 800—1300°С и в сравнительной сухой системе ($P_{H_2O} \ll P_{общ}$). По предварительным данным ликвидус указанных образцов располагается в интервале T 1180—1250°С, солидус — при T 900—1070° (соответственно при P от 250 до 1500 МПа).

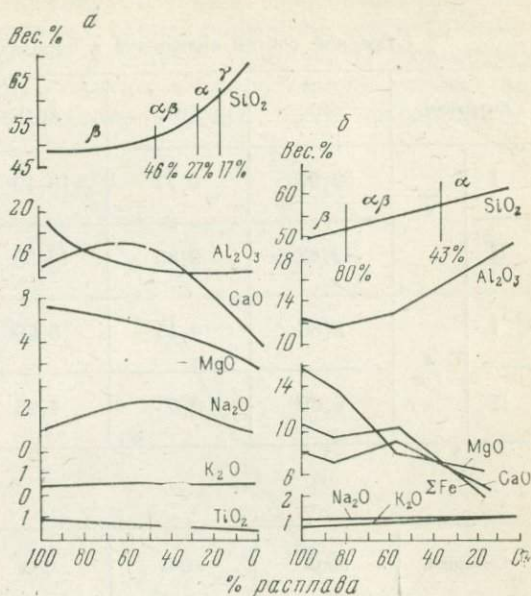
Отмечается общее сужение поля плавления от низких температур к высоким. Широкое температурное поле выше солидуса (при T 70—90°С) характеризуется постепенным появлением участков расплава, площадь которых постепенно увеличивается (от нескольких процентов до 25%) и значительными твердофазовыми преобразованиями исходных минералов: амфибол замещается пироксеном и оливином с выделением рудного минерала и капель расплава, плагиоклаз испытывает бластез и замещается новообразованными мелкими выделениями более основного состава. Первые заметные выделения жидкости (стекла) приурочены к межзерновым пространствам. Эта зона (субсолидуса) имеет значительные размеры по площади, резко превосходящие размеры участков, где плавление идет быстро. В зоне массового плавления при P 600—1000 МПа температура на 15—30° ниже ликвидуса. Таким образом, интенсивному плавлению предшествует грануляция крупных выделений на мелкие с изменением их состава. Наблюдения, полученные в эксперименте и при изучении природных частично плавленных амфиболитов, хорошо согласуются.

Состав стекла, образующегося в амфиболитах при экспериментальном плавлении, по результатам изучения его микрозондом колеблется от кислого, близкого к дацитам, в межзерновых пленках до андезитового и андезито-базальтового в зоне вблизи ликвидуса (рис. 50). Это показывает возможность выплавления андезитовой магмы из амфиболитов при их частичном плавлении.

Химический состав включений (см. прилож. 2) свидетельствует о близости слагающих их пород, хотя, как обсуждалось

Рис. 50. Зависимость состава стекол от доли расплава в двух образцах ксенолитов в андезитах вулкана Безымянного. Состав стекол определялся микрозондом «Камека».

Породы: *a* — амфиболовое габбро, *b* — гиперстен-амфиболовый кристаллический сланец



выше, эти породы различаются по минеральному составу. Химические анализы включений были статистически обработаны по той же методике, что и анализы вмещающих вулканитов (табл. 39). Включения I формации характеризуют 19 анализов, включения формации II — 37 анализов. Средние химические составы включений довольно близки. Несколько более основной состав включений II формации, по-видимому, объясняется использованием в первой группе включений анализов пемз, не являющихся метаморфизованными или полнокристаллическими породами, какие вообще свойственны для включений. Средние составы несколько различаются характеристиками (s , x) распределения CaO , MnO , TiO_2 и Fe_2O_3 . Более заметные различия наблюдаются в коэффициентах корреляции окислов пород включений. Так, если для включений II формации характерна сильная связь между Al_2O_3 и MgO ($\kappa = -0,75$), то сильные (близкие к линейным) связи окислов для включений I формации более многочисленны: $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ($\kappa = 0,81 - 0,90$), $\text{FeO} - \text{TiO}_2$ и MgO ($\kappa > 0,79$), $\text{MnO} - \text{SiO}_2$ и $\text{MnO} - \text{CaO}$. Как видим, эти корреляционные связи не подобны связям во вмещающих породах формаций.

Для познания первичной природы обломков метаморфических пород, в частности амфиболитов, используется диаграмма Х. Роша. На этой диаграмме разграничены поля основных типов обломочных (осадочных) пород и серии изверженных пород, по Р. Дэли (рис. 51). Таким образом, диаграмма эффек-

Таблица 39

Средний состав включений в породах I и II формаций

Формации		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
I	\bar{x}	50,97	0,77	16,19	3,13	5,85
II		49,82	0,86	16,58	5,78	4,39
I	s	8,86	0,45	3,59	1,44	3,29
II		6,09	0,55	4,95	4,11	2,60

Продолжение табл. 39

Формации		MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
I	\bar{x}	0,16	7,49	11,02	2,74	0,94
II		0,20	8,44	9,93	2,52	0,78
I	s	0,12	4,75	8,83	1,13	0,59
II		0,06	5,55	2,74	0,90	0,72

 \bar{x} — математическое ожидание, s — среднеквадратичное отклонение.

тивна для разделения орто- и парапород [103]. Подавляющее большинство точек включений концентрируется вокруг верхнего конца кривой изверженных пород в поле составов базальтов и габбро. С геохимической точки зрения это позволяет говорить об ортометаморфической природе анализируемых амфиболитов, т. е. о их развитии по магматическим породам типа габбро или базальтов. Этот вывод согласуется и с результатами исследования реликтовых фаз пород включений (амфиболитов). В правом углу диаграммы и около нижнего конца кривой 1—10 располагаются точки включений магматических пород, не несущих следов заметного метаморфического преобразования (габбро-анортозиты, монцониты, пемзы кислого состава и др.).

Диаграмма хорошо иллюстрирует также изосоставность по химизму включений в породах обеих формаций, хотя типично метаморфические породы присутствуют лишь во II формации.

Среди включений присутствуют в небольшом количестве сравнительно низкоглиноземистые породы: во II формации —

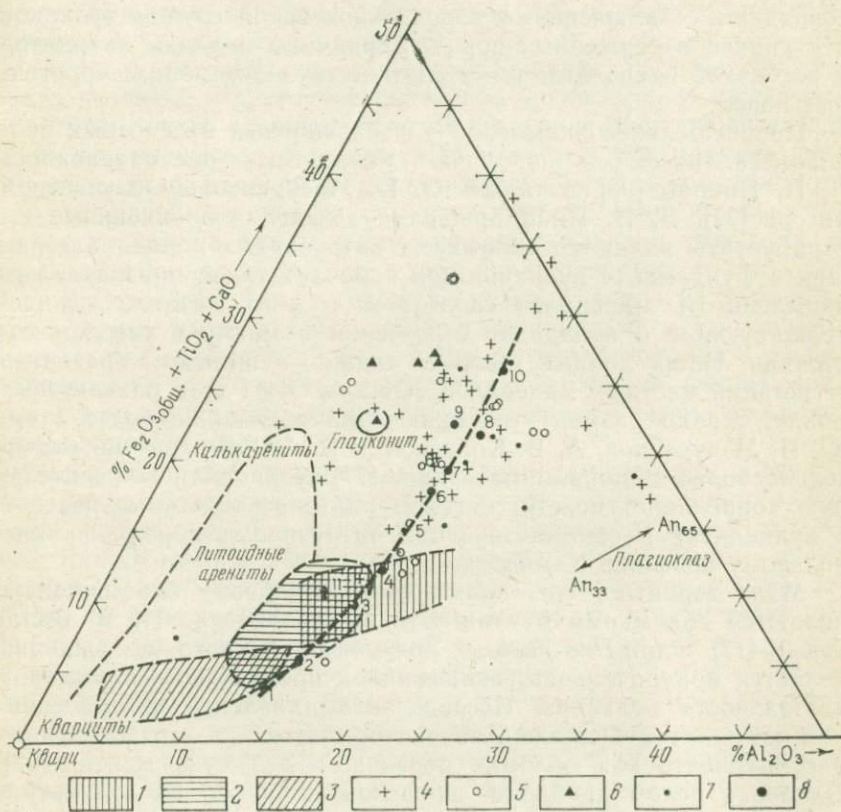


Рис. 51. Диаграмма Х. Роша [103] для пород включений.

1 — сланцы; 2 — граувакки; 3 — аркозы; 4 — включения в породах II формации; 5 — то же, I формации; 6 — ганальские амфиболиты; 7 — включения в породах вулканов Курильских островов; 8 — изверженные породы, по р. Дзэли. Породы и минералы (цифры на диаграмме): 1 — риолит, 2 — гранит, 3 — гранодиорит, 4 — кварцевый диорит, 5 — диорит, 6 — кварцевое габбро, 7 — спилит, 8 — габбро, 9 — базальт, 10 — биотит, 11 — кератофит

образцы 2239ж, 2142к-2, 2189-8, 150г/1,3, 2127А, в I — обр. 2356, 42/71 и 2775А-2. Из девяти исследованных образцов лишь два (2239ж и 2142к-2) полностью утратили первичную структуру. Остальные относятся к метаморфизованным и сильноорогоговываным базальтам, амфиболитизованным перидотитам или оливиновым габбро. Низкое содержание глинозема в этих поро-

дах, вероятно, отражает состав первичных пород, подвергшихся метаморфизму.

Интересно, что низкоглиноземистыми являются также амфиболиты Ганнальского хребта Камчатки [102]. Используемые мною анализы метаморфических пород включений вулканитов Курильских островов [101] на диаграмме в основном полностью совпадают с включениями пород Ключевской группы вулканов и с линией изверженных пород. Единичные анализы кварцитов и роговиков располагаются в соответствующих полях терригенных пород.

Происхождение включений ультраосновных и основных полнокристаллических пород в базальтах рассматривалось Б. И. Пийпом [90], а также Ю. П. Масуренковым с участием автора [77]. Б. И. Пийп пришел к выводу, что описанные им гарцбургиты являются обломками интрузивных пород, залегающих в фундаменте вулканов. Он отмечает такие признаки, как запыленность минералов гарцбургитов и их катаклаз, свидетельствующие о попадании включений в магму в твердом состоянии. Наши данные говорят также о широком развитии сегрегаций цветных минералов (Ol или Ol + Px) в базальтовых лавах, однако размер этих включений обычно не более 1 см. Ю. П. Масуренков, А. В. Колосков и В. А. Ермаков на значительно более обширном материале [77] установили положительную корреляцию между составом ультраосновных включений в вулканитах и соответствующих интрузивных пород по продольному профилю Камчатки.

Мало вероятно, что включения, подобные описываемым, являются обломками мантии. Это было показано И. М. Волоховым [17]. Одним из важных аргументов данного утверждения является приуроченность включений к продуктам эксплозивной деятельности вулканов. Исследование плавления ультраосновных ксенолитов вулкана Авачинского показало, что их нельзя рассматривать как обломки первичного вещества мантии [92]. Однако в целом проблема происхождения обломков ультраосновных пород и роли мантии в их образовании не может считаться решенной.

К родственным с магмой включениям, вероятно, относятся лейкократовые габбро и габбро-нориты, имеющие порфириновидное строение. Эти породы и вмещающие их вулканиты имеют сходные парагенезисы минералов и часто тот же порядок их выделения. Например, для включений габброидов из мезоплагииофировых лав (район вулкана Плоский Толбачик), так же как и для последних, характерны удлиненная форма кристаллов плагиоклаза и его преимущественная кристаллизация перед цветными минералами. Эти включения в большинстве своем не подвержены какому-либо преобразованию. Б. И. Пийп [90] считал, что подобные включения образуются из порций магмы, богатой летучими, внедряющейся в боковые породы.

Включения амфиболитов в большинстве случаев являются обломками соответствующих метаморфических пород, о чем свидетельствуют их текстурные особенности, такие, как полосчатость, гнейсовидность, пятнистость с чередованием участков или полос разного состава. Андезиты, вмещающие эти включения, обычно также содержат амфибол. Эта связь постоянна и имеет, вероятно, характер закономерности, поскольку она прослежена и на других вулканах [75].

Выше было показано, что преобразование амфиболитов, их ороговикование и частичное плавление (равно как и других пород) происходит главным образом до попадания включений в магму, по-видимому, при воздействии ее летучих. Степень преобразования включений отражает масштабы ассимиляции магмой вмещающих пород, а сам этот процесс преобразования иллюстрирует начало магнаобразования. Однако ясно, что в больших объемах магма при этом не образуется, потому что если бы это было так, то среди включений, как это следует из приведенных выше наблюдений над ксенолитами и из экспериментальных данных (при $P_{H_2O} \ll P_{общ.}$), отсутствовали бы амфиболиты. Как уже отмечалось, в зоне субсолидуса (выше солидуса) при плавлении вокруг пятен расплава происходит деамфиболизация пород.

Во всех опытах при низком давлении нами наблюдались известные реакционные соотношения цветных минералов: амфибол с повышением T замещался парагенезисами $Clpx + Opx + Mt$ или $Rx + Ol + Mt$, а последний и парой $Ol + Rx$. Таким путем может образовываться ассоциация типа перидотитов или лерцолитов (с бластовыми структурами минеральных выделений), наблюдаемая среди включений в вулканитах II формации. С выплавками (из плагиоклазсодержащих амфиболитов), имеющими состав андезито-базальта, сосуществуют породы типа троктолитов, а с расплавами базальтового состава устойчива ассоциация алливалитов. Количество стекла, сосуществующего с амфиболом, в полевошпатовом амфиболите не превышает 10—15%, а в кристаллическом сланце достигает 20—22%.

Следует еще раз подчеркнуть, что в приведенных примерах речь идет о соотношениях минералов и магмы в сравнительно сухих условиях. При этом магма, захватывавшая включения, уже, по-видимому, существовала и, вероятно, имела более основной состав, чем амфиболовые андезиты. Состав этой магмы, возможно, был близок к среднему составу пород II формации, отвечающему андезито-базальтам, или к составу пироксен-плагиоклазовых андезитов вулкана Безымянного, извергающихся обычно вслед за роговообманковыми андезитами.

В следующем разделе будет показано, что в районе вулкана Безымянного верхняя кромка магматического очага зафиксирована на глубине 12 км. В то же время по расчетам, исходящим из объема изверженного материала взрыва вулкана Безымян-

ного в 1956 г., включения в продуктах взрыва выносились с глубины минимум 4—5 км [28]. Среди этих включений преобладали различные ороговикованные базальты; по-видимому, амфиболиты залегают несколько глубже (6—12 км). А. А. Кадик указывает на вероятность плавления пород коры на этом уровне [48]. Он пришел к выводу, что в условиях конвективных движений в магме земная кора будет плавиться по принципу зонной плавки уже на глубине около 10 км (при мощности слоя магмы 10 км).

Термодинамические условия подобного плавления обсуждаются И. М. Волоховым [17]. В закрытых магматических системах, сообщающихся с источником магмы, может образоваться магматический расплав, который «предельно насыщен водой и другими летучими компонентами и потому сильно перегрет относительно температур его кристаллизации в безводном (дегазированной) состоянии» [17, с. 29]. И. М. Волоховым рассмотрены причины повышения интрузивного давления в этих условиях, позволяющего расплаву активно воздействовать на вмещающие породы. Эти выводы логично увязываются с моими представлениями о характере дифференциации магмы в вулканическом канале (очаге) вулкана Безымянного, рассмотренными ранее (§ 5, глава III; [87]).

В условиях насыщения магмы водой при T 950° и P 650 МПа амфибол может присутствовать в расплаве в виде окололиквидусной фазы [146]. Принимая подобное давление воды можно допустить захват включений амфиболитов с более значительных глубин (около 20 км). При этом необходимо предположить механизм быстрой транспортировки расплава и включений к поверхности.

§ 4. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

В разрезе земной коры под Ключевской группой вулканов (рис. 52) по широтному профилю ГСЗ: р. Студеная — Плотина — Ключ Тундровый [19] сравнительно четко выделяется граница консолидированного фундамента ($V_p=6,0—6,2$ км/с) и два уровня границы Мохоровичича (М). Граница Конрада (К) прослеживается лишь в районах Срединного хребта и Козыревской впадины, под вулканической же группой наблюдается множество границ. Если считать за границу К верхнюю из них, то тогда можно сделать вывод о некотором повышении границы К под вулканической группой. Далее к востоку, в недрах Хапиченской впадины, граница К не прослеживается, свойства базальтового слоя резко меняются, можно говорить о его выклинивании или замещении слоем со скоростью продольных волн (V_p) 6,6 км/с.

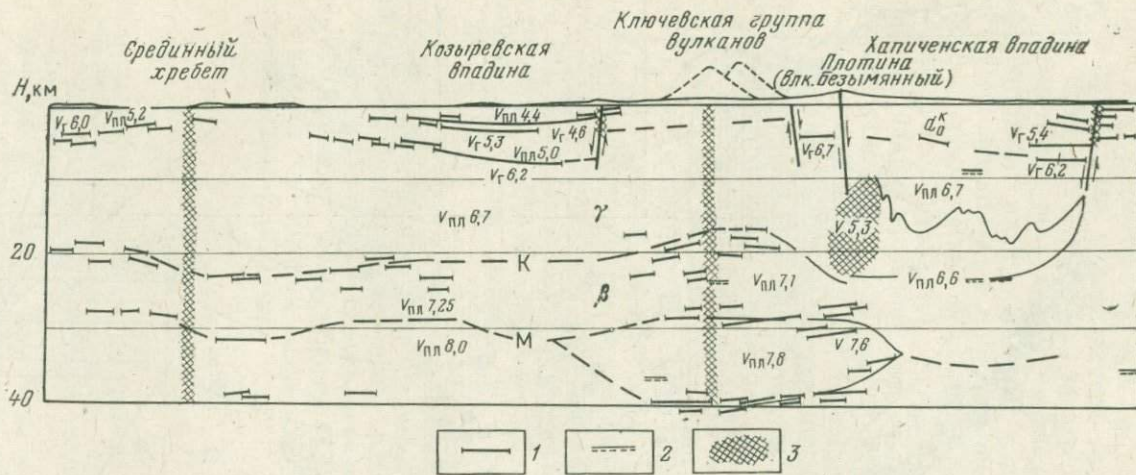
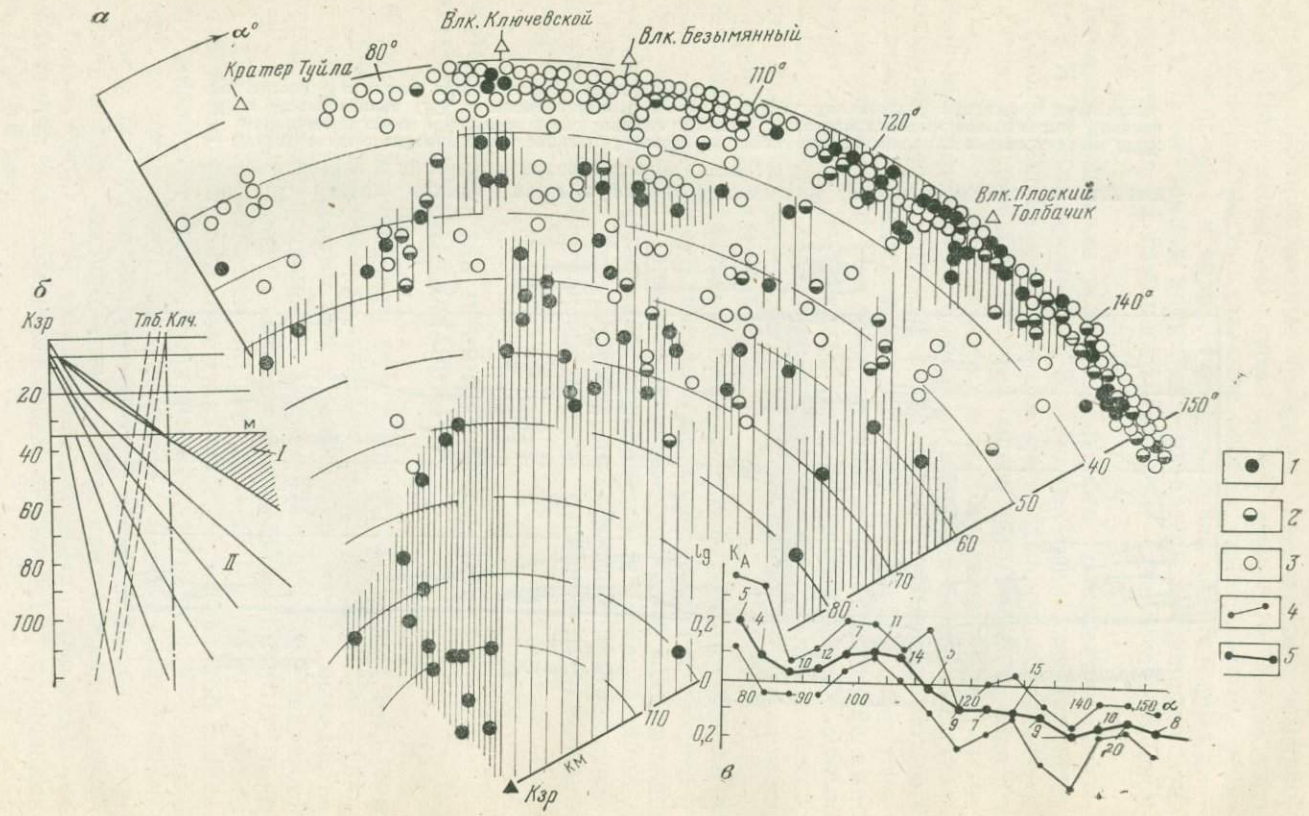


Рис. 52. Разрез земной коры в районе Ключевской группы вулканов (по данным В. К. Утнасина и др. [19]; в интерпретации автора).

1— фиксированные сейсмические границы; 2— границы anomalно проводящих зон по данным МТЗ; 3— глубинные разломы и очаговая зона. Тонкими линиями показаны границы поверхностей Конрада (К) и Мохоровичича (М), а также границы очага в недрах Хапиченской впадины в интерпретации автора. Тектоника приводится по автору [32]



Скорости V_p 7,6—8,0 км/с обычно соответствуют глубинам мантии. Это правило соблюдается также на Камчатке [131]. Понижение скоростей V_p в мантии обусловлено, вероятно, аномальным повышением ее температуры [23, 130, 129]. Принятые условия позволяют считать за поверхность М границу слоев со скоростями 7,1—7,2 км/с и 7,6—8,0 км/с, залегающую на глубине около 30 км. Под вулканической группой граница М незначительно поднята. Слой с V_p , равной 7,6—7,8 км/с, в этом районе соответствуют, по-видимому, возбужденной области мантии, продуцирующей магму. На этих глубинах сейсмологическими методами фиксируется кровля зоны аномального поглощения энергии сейсмических волн, протягивающаяся от 30—35 до 80—120 км (рис. 53) [132, 40].

На рис. 53 частой и редкой штриховкой в соответствии с различной вероятностью выделены общая аномальная зона с апофизами, направленными на действующие вулканы Ключевской и Плоский Толбачик, на глубинах >80 км и аномальная зона под вулканом Плоский Толбачик на глубине 30—40 км в секторе, соответствующем границе распространения пород региональных зон шлаковых конусов. Таким образом, зона аномального поглощения энергии сейсмических волн (магматического очага) под вулканом Плоский Толбачик занимает более высокое положение. Под Ключевским вулканом верхняя кромка этой зоны поднимается по глубинному разлому, прослеженному ГСЗ до глубин ~ 10 км с диаметром неоднородности 10—12 км [4]. Зона эта в целом асейсмична [20], хотя и отмечается взаимосвязь между сейсмической активностью на глубине 70—200 км в этих районах и вулканической деятельностью [122].

Изложенное представление о природе слоя с $V_p=7,6—7,8$ км/с более реально, чем если бы мы интерпретировали его как значительно консолидированный базальтовый слой, что противоречило бы указанным сейсмологическим данным и было бы неясным с позиций вулканологии. Таким образом, автор приходит к выводу о некотором поднятии границ М и, вероятно, К под действующими вулканами.

Рис. 53. Азимутально-лучевая проекция относительно сейсмической станции Козыревск (а), вертикально-азимутальный разрез (б) и график изменения коэффициента поглощения энергии сейсмических волн K_A в зависимости от азимута на эпицентр (в) [40].

Следы трасс землетрясений: 1 — при $K_A < 0,4$; 2 — при $K_A < 0,6$; 3 — при $K_A > 0,6$; 4 — граница доверительного интервала, вычисленного для уровня доверия 0,7; 5 — кривая средних значений $\lg K_A$ для землетрясений с $H < 80$ км в интервале 5° по азимуту (цифра — число землетрясений). Заштрихованы — аномальные зоны. На врезке (б) показаны: I — область распространения сейсмических лучей от землетрясений с $H=35—80$ км; II — то же, при $H=80$ км

В недрах Хапиченской впадины фиксируется аномальное тело с $\bar{V}=5,3$ км/с, аппроксимируемое нами магматическим очагом [114]. Сейсмическая тень, выделенная на разрезе, является лишь частью более обширной зоны, локализованной в недрах Хапиченской впадины, о чем говорят данные МТЗ и МВП* [88]. Границы проводящих зон (или аномалий переменного геомаг-

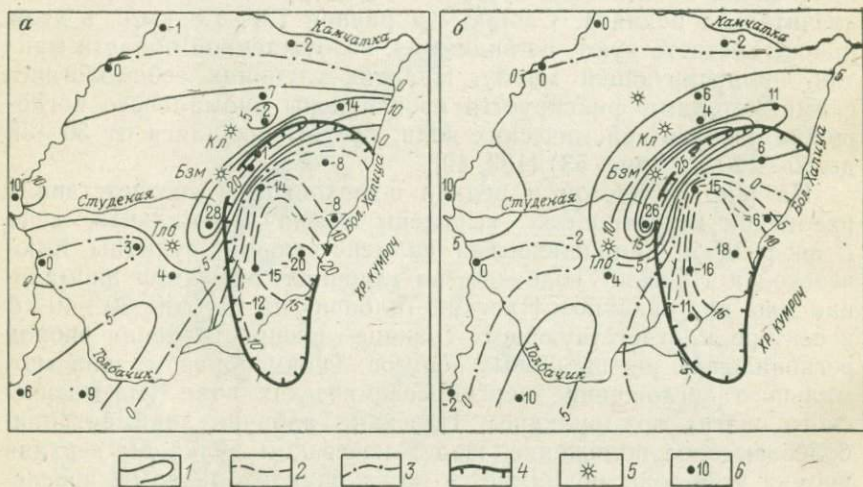


Рис. 54. Схема изопор ΔZ_{α} (а) и ΔT_{α} (б) района Ключевской группы вулканов [97].

Изопоры: 1 — положительные; 2 — отрицательные; 3 — нулевая; 4 — ориентировочные контуры Хапиченской впадины; 5 — точки наблюдения и значения вариаций магнитного поля; 6 — вулканы (Кл — Ключевской, Бзм — Безымянной, Тлб — Плоский Толбачик)

нитного поля) показаны на сейсмическом разрезе. Одна из аномалий располагается в осевой части Хапиченской впадины на глубинах от 15 до 25 км, при этом так же, как и С. Т. Балеста с соавторами [4], В. С. Смирнов и Г. Г. Болабко указывают на «...пространственную разобщенность аномальных объектов». И далее: «...отмеченные в районе Ключевской группы вулканов глубинные зоны повышенной проводимости, по-видимому, различны по своей природе». И. М. Пудовкин и А. А. Таничев [97], изучавшие аномалии векового хода геомагнитного поля в Ключевской группе вулканов, приводят карты изопор аномалий векового хода, также указывающие на индивидуальный характер процессов в недрах Хапиченской впадины (рис. 54). Приведенные этими авторами данные свидетельствуют о более высо-

* В. С. Смирнов, Г. Г. Болабко. Аномалии электропроводности в районе Ключевской группы вулканов по магнитотеллурическим данным. Доклад на совещ. молодых специалистов в г. Петропавловске-Камчатском, 1973.

ком положении изотермы точки Кюри в недрах Хапиченской впадины по сравнению с районами Центрального поднятия. Существенно, что, по данным И. М. Пудовкина и А. А. Таничева, аномалия векового хода геомагнитного поля соизмерима по размерам с Хапиченской впадиной и значительно превосходит размеры аномального объекта, выделенного ГСЗ.

Приведенные факты свидетельствуют о независимости и известной самостоятельности выделенных аномальных объектов в области глубинного разлома и в недрах Хапиченской впадины. Ниже будет показано, что данный вывод логично увязывается со строением и составом коры в районе этих объектов. Более поздняя интерпретация материалов ГСЗ [19], авторы которой указывают на связь рассматриваемых аномальных объектов с некоей закристаллизованной ножкой, построена в основном на идейных соображениях и плохо увязывается с указанными выше фактами.

Вопрос о составе пород коры обсуждается автором совместно с другими исследователями в отдельной работе [114]. Нами проанализированы составы включений (ксенолитов) в вулканических породах и скорости распространения в них упругих волн при различных давлениях, в том числе при давлениях, соответствующих тем или иным частям сейсмического разреза (табл. 40). Сопоставление полученных экспериментальных данных с данными ГСЗ позволяет сделать следующие выводы.

Таблица 40

Значения V_p (км/с) во включениях и других породах района Ключевских вулканов [114]

Породы, возраст	Глубины (км) и интервал вероятных T , °C				
	5 (50—250°)	10 (100—400°)	20 (200—700°)	30 (400—850°)	40 (500—930°)
Лавы, Q	4,7—5,9*	5,3—6,1	5,5—6,4**		
Порфириды, P	5,7—6,1	5,8—6,2			
Туфы, аргиллиты P	5,0—5,3	5,1—5,4			
Пикритовые базальты, K ₂ ?	5,5—6,3	5,9—6,8			
Граниты, гранито-гнейсы***	5,7—6,2	5,8—6,3	5,8—6,4		
Амфиболиты		6,2—7,1	6,3—7,3	6,4—7,3	
Пироксеновое габбро		7,0—7,4	7,1—7,4	7,1—7,4	
Гипербазиты			7,1—7,9	7,2—8,0	7,2—8,2

* Значения соответствуют V_p : первое — в самом «высокоскоростном» образце при низкой T и второе — в самом «низкоскоростном» образце при высокой T .

** Данные для глубины 25 км.

*** Среди включений не встречены.

1. Толща пород, залегающая выше кристаллического фундамента, неоднородна по латерали. Во впадинах Козыревской и Хапиченской она сложена преимущественно осадочными породами, а на их флангах и поднятиях (под вулканами и хребтом Кумроч) — существенно вулканическими породами. При этом, как было отмечено во II главе, вулканические породы хребта Кумроч относятся к порфиритовой формации геосинклинали (палеоген?), а породы под вулканической группой — к спилит-диабазовой формации (верхний мел?). Соответственно можно ожидать изменение пластовых скоростей вдоль границ геосинклинальных комплексов от 5,5—6,3 км/с в районах развития вулканитов до 5,0—5,3 км/с в осадочных толщах. На разрезе ГСЗ изучены в основном осадочные образования.

2. Расчеты показывают, что скорости упругих волн во включениях и лавах пикритовых базальтов и меймечитов при давлении 250—300 МПа (≈ 8 —10 км) аналогичны таковым для гранитоидов и близки к обнаруженным ГСЗ лишь для поверхности (верхнего) гранитного слоя*. Скорости 6,6—6,7 км/с, характеризующие верхний слой коры под вулканами, типичны для различных амфиболитов при давлениях 300—600—1000 МПа, соответствующих глубинах ~ 10 —35 км (см. табл. 40). Как было показано в § 2 этой главы, амфиболиты являются наиболее типичными включениями в породах базальт-андезито-дацитово-гранитной формации. Из изложенного следует, что «гранитный» слой, вероятно, сложен амфиболитами и, возможно, базальтами (в его верхней части).

3. «Базальтовый» (β) слой в изученном разрезе сравнительно маломощен (около 10 км), кроме того, отмечено его замещение «гранитным» слоем в недрах Хапиченской впадины. О его составе нет надежных данных, хотя, возможно, некоторые ксенолиты перидотитов и лейкогаббро относятся к верхней мантии и «базальтовому» слою. Скорости, соответствующие «базальтовому» слою, наблюдались нами в образцах полнокристаллических амфиболитов (горнблендитов), пироксен-плагиоклазовых габбро или гранулитов и различных ультраосновных, частично переработанных породах. Косвенным указанием на состав «базальтового» слоя, вероятно, является состав реликтовых минералов в амфиболитах. Они представлены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, реже оливином, в некоторых случаях фиксируется шпинель. Соотношение этих минералов позволяет реконструировать первичную породу как лейкогаббро или габбро-норит. По-видимому, породы такого типа, характеризующиеся существенно безводным парагенезисом

* Термины «гранитный» и «базальтовый» слой применяются как формальные. «Гранитный» слой в разрезе ПСЗ неоднороден по V_p , под Хапиченской впадиной скорости в нем близки к скоростям в «базальтовом» слое.

минералов, участвуют в строении «базальтового» слоя в изученных разрезах.

Устойчивость фаз, соответствующих названным габбро (или пироксен-плагноклазовым гранулитам), являющимся аналогами бедного щелочами кварцевого толента, исследовалась А. Э. Рингвудом и Д. Х. Грином [99]. Эти авторы показали, что ассоциация $(Pl+Px\pm Ol\pm Sp)$ устойчива до давлений 1400 МПа (при T 1100°С), далее с увеличением P она замещается гранатовым гранулитом $(Ga+Px+Pl)$ и при P 1800 МПа — эклогитом $(Ga+Px\pm Qw)$. Для габбро иного состава эти пределы заметно изменяются [99, с. 85]. Для интерпретируемого разреза ГСЗ нижние температурные границы устойчивости габбро составляют 650—760°С (при P 550—900 МПа).

4. Изучение реликтовых фаз в породах включений показывает реальность перехода габбро в амфиболит. Этот переход, вероятно, обуславливает изменение плотностных и скоростных характеристик разреза, соответствующих замещению «базальтового» слоя «гранитным». Таким образом может быть объяснено образование собственно однослойной коры в недрах Хапиченской впадины. Скорости V_p составляют здесь 6,7—6,6 км/с по всей мощности коры. Как показали Г. С. Йодер и К. Э. Тилли, амфиболиты легко образуются из близких к ним по химическому составу габбро или базальтов «...в широком интервале давлений воды и температур» [47, с. 166]. При этом амфиболитизация может происходить при неизменном давлении в связи с повышением температуры в присутствии воды ($P_{H_2O} \leq P_{общ.}$), т. е. на прогрессивной стадии метаморфизма.

Согласно существующим представлениям о фациях регионального метаморфизма, необходимо допустить, что предполагаемый нами процесс обводнения низов коры приводит к повышению парциального давления воды в породах с 0,2—0,3 $P_{общ.}$ характерного для гранулитовой фации метаморфизма, до $P_{H_2O} \leq P_{общ.}$ В этих условиях увеличиваются температурные пределы устойчивости амфибола и поле его устойчивости частично перекрывается с появлением базальтового расплава (при P до 700—800 МПа и T от 700—800° до 1000°С) [128].

§ 5. МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ

В недрах Ключевской группы вулканов выделяются два разобщенных в пространстве аномальных по физическим свойствам тела, интерпретируемых нами как магматические очаги. Одно из них залегает в верхней мантии и сообщается с поверхностью по глубинному разлому, другое находится в коре, на глубине около 20 км и выше, и связано с разломами, ограничивающими Хапиченскую впадину. Указанным магматическим очагам соответствуют выделенные базальт-андезито-базальтовая и базальт-андезито-дацитовая вулканические формации

(ср. рис. 47 и 52). Глубинный разлом трассируется протяженными зонами регионального (ареального) вулканизма, а коровые разломы — цепочкой экструзий и вулканов средне-кислого состава. Из действующих вулканов I формацию представляют вулканы Ключевской и Плоский Толбачик, II формацию — вулкан Безымянный.

Количество жидкой фазы в выделенной зоне аномального поглощения энергии сейсмических волн в мантии оценивается от 0,25 до 20% [144, 68, 143]*. Близкий этому уровень селективного плавления мантии (20—30%) считается достаточным для образования толеитовых магм [148, 25]. Вероятно, эта магма перед излиянием на поверхность частично уже была отжата от кристаллического каркаса, поскольку среди фенокристаллов в базальтах мы фиксируем преимущественно лишь интрателлурические выделения (в региональных зонах) или даже предполагаем отсутствие последних (Ключевской вулкан). Фенокристаллы в базальтах Ключевского вулкана рассматриваются при этом как фазы низкого давления, образующиеся в верхах вулканического канала в связи с пневматолитической дифференциацией. Механизм отделения магм от кристаллического субстрата рассмотрен Ю. М. Шейнманном [37].

По условиям прохождения землетрясений можно, по-видимому, выделить зону магмовода, или тектонофера (по Ю. М. Шейнманну [137]), на значительных глубинах, достигающих фокальной зоны землетрясений, и собственно магматический очаг в верхней мантии на глубинах 35—40 км. Соотношение различных процессов, связанных с образованием магмы в этих зонах, обсуждается в многочисленных работах (см. сводку А. И. Фарберова [127]) и их рассмотрение не входит в задачу автора. Ранее по сейсмическим данным был установлен общий наклон тектонофера к западу под углом 75—80° [132, 40].

Аномальное тело в недрах Хапиченской впадины с \bar{v} 5,3 км/с соответствует магматическому очагу, который можно аппроксимировать или расплавом андезита при T 1100—1200°С, или базальтовым (андезито-базальтовым) расплавом, содержащим 30—50% мафических кристаллов [114].

Для нас предпочтительнее второе решение, поскольку по валовому составу породы формации являются андезито-базальтами или основными андезитами.

При этом возможны два варианта: или магматический очаг представляет собой апофиз главной (мантийной) зоны магмообразования, описанной выше, или он образовался *in situ* в земной коре, т. е. является следствием палингенеза. В пользу первого как будто свидетельствуют общий сравнительно основной состав пород II формации и преимущественное излияние

* Более полный список работ, дающих подобную оценку, приводится А. И. Фарберовым [127].

на поверхность андезитов-базальтов этой формации в первую очередь, а также пространственная близость выделенных очагов и формаций. Второй вариант подтверждается разобщенностью очагов, их значительными размерами и связью каждого из них с различными типами земной коры: двухслойной — в области глубинного разлома и однослойной — в районе Хапиченской впадины. С позиций формационного анализа необходимо предполагать самостоятельное существование (образование) магматических очагов для каждой из выделенных формаций!

Петрографические признаки, указывающие на важную роль «ассимиляции» в образовании базальтов и андезитов-базальтов II формации, поддерживают гипотезу палингенного ее происхождения. Ей не противоречат также рассмотренные в § 2 этой главы петрохимические признаки и распределение радиоактивных элементов в породах, показывающее более высокое содержание урана в породах II формации. Гипотеза палингенеза находит подтверждение также в результатах наших экспериментальных исследований.

Ранее было показано, что континентальная кора под Хапиченской впадиной ниже разреза геосинклинальных отложений практически на всю ее мощность сложена амфиболитами. При этом мы предполагаем, что амфиболитизация «базальтового» слоя происходила по породам типа пироксен-плагиоклазовых габбро или гранулитов в условиях прогрессивной стадии метаморфизма. Ультраметаморфизм и плавление, вероятно, являются конечным результатом этого процесса в условиях высококого теплового потока. При этом наиболее благоприятные условия для плавления возникают на границе слоев земной коры [60, 61]. Результаты изучения условий плавления вещества земной коры для случаев одно-, двух- и трехслойной модели [60], а также данные Г. С. Йодера и К. Э. Тилли [47] по плавлению амфиболита в сопоставлении с геотемпературными кривыми по данным различных авторов приведены на рис. 55. Для Катчатки, очевидно, могут быть использованы максимальные кривые (3—5) в соответствии с высокими значениями теплового потока в вулканических областях — 2,2—2,6 мкал/с·см² [134, 111]. Оптимальные условия для плавления амфиболита создаются в области пересечения кривых III и V с геотермической кривой 5 при P 500—600 МПа (до 20 км) и T 760—780°С. При этих условиях в двухслойной коре, считая и осадки, будет расплавлена небольшая часть породы. Доля расплава резко увеличивается с возрастанием давления и уже при глубине 25 км расплавится более 50% амфиболита. Таким образом, график демонстрирует реальность палингенеза в условиях амфиболитовой фации метаморфизма в присутствии воды.

Два фактора, вероятно, характеризующие условия в недрах Хапиченской впадины, могут оказать заметное влияние на формирование здесь очага магмы. Это — относительная закрытость

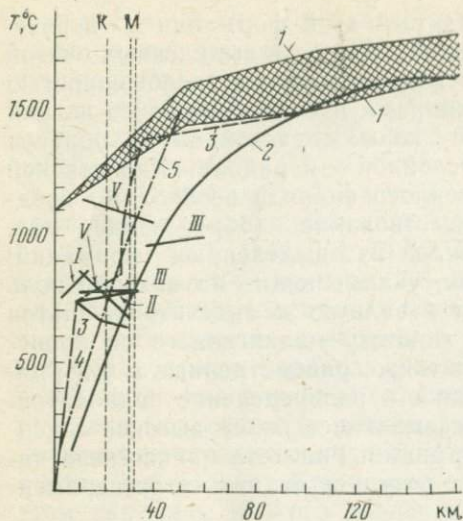


Рис. 55. График, иллюстрирующий возможность плавления пород коры.

Геотермические кривые в коре и мантии по данным различных авторов: 1 и 2 — по Ю. М. Шейнманну; 3 — по В. В. Белоусову [6]; 4 — по Г. Винклеру; 5 — по Р. Герцену [5] (нижняя часть этой кривой совпадает с кривой, приводимой Г. Винклером). Линии плавления пород: I — для однослойной; II — двухслойной и III — трехслойной моделей земной коры [60], IV — кривая анатектического плавления, по Винклеру, V — кривые плавления оливникового толеита (амфиболита) при $P_{H_2O} = 5$ кбар [47, с. 142]; нижняя кривая соответствует солидусу, верхняя — ликвидусу

системы, о чем можно судить по сравнительно небольшому объему пород II формации и фациальному составу ее отложений (пирокластита и экструзии), и обстановка предполагаемого сжатия в недрах впадины (см. главу II). Оба фактора действуют в направлении увеличения возможности ультраметаморфизма и плавления [6, 153]. И. Ида [149], рассматривая термодинамику процесса палингенеза, пришел к выводу о прямой связи магмообразования с землетрясениями в земной коре. При этом было показано, что в условиях стресса эффективная температура плавления должна снижаться даже при сохранении интенсивного общего давления. Межфазовое плавление развивается в виде тонкой пленки на прилегающих участках твердого тела, что сопровождается локальной концентрацией напряжений. В недрах коры развитие таких полос магмы вызывает в свою очередь сдвиговое плавление, могущее быть причиной землетрясений, напряжения сдвига и т. д.

Гипотезы о происхождении андезитов (андезитовой ассоциации или формации пород) можно разделить на две группы: одни рассматривают андезитовую магму как самостоятельную и первичную [117, 62, 136, 116, 70 и др.], другие связывают ее происхождение с базальтами, по-разному оценивая роль факторов фракционирования или ассимиляции в образовании андезитов [150, 23, 113 и др.]. Однако большинство исследователей в той или иной форме признают важную роль коры в формировании андезитовой магмы. Например, В. С. Соболев пришел к выводу, что андезитовые магмы образуются «при переплавлении основной магмой материала коры» [113, с. 29]. Т. Х. Грин и А. Е. Рингвуд [25] экспериментально показали равную возможность образования «щелочноземельных» серий пород как путем фракционирования водосодержащего базальта (при $P_{H_2O} < P_{нагр}$) на глубине 30—40 км, так и при частичном плав-

лении нижней коры амфиболитового состава на тех же глубинах.

Все названные выше сторонники самостоятельности андезитовой магмы (кроме С. Тейлора) связывают ее образование с плавлением пород коры. С. Тейлор в обзорной работе [116], посвященной геохимии андезитов, отклоняет гипотезы фракционирования и смешения или ассимиляции базальтовых магм для объяснения генезиса андезитов. Он допускает возможность образования первичной андезитовой магмы в низах коры или в верхней мантии, опираясь в основном на геохимические данные, а именно: на совпадение содержаний малых компонентов калиевого типа (Cs, Rb, Tl, Ba, Pb, Sr) в андезитах и континентальных базальтах. Однако он, например, оговаривает, что содержание такого показательного элемента, как Sr, не изменяется также и в гранитах.

Изложенные в этом разделе представления автора поддерживают первую гипотезу. По нашим данным, общий очаг магмы, с которым было связано образование пород базальт-андезито-дацитовой формации, формировался в земной коре на глубинах около 20 км. Состав магмы в очаге отвечает андезито-базальту или основному андезиту. Дальнейшая эволюция этого расплава привела к образованию более кислых пород, в том числе и амфиболовых андезитов. Формирование безамфиболовых пород в массиве Зиминых сопок, по-видимому, указывает на их кристаллизацию из относительно сухих магм, при этом можно полагать, что бедность этих магм водой является не начальным признаком магмы, а следствием раннего отделения летучих от магмы, возможно, на уровне периферического очага.

§ 6. ТИПЫ БАЗАЛЬТОВ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

Представляется интересным рассмотреть состав и соотношения основных типов базальтов Ключевской группы вулканов, в особенности базальтов I формации, бесспорно имеющих мантийную природу. Наиболее распространенным типом базальтов является плагиобазальт типа базальта Ключевского вулкана, что отражено в средневаловом составе пород I формации. Менее распространены мегаплагиофировые базальты и совсем редки оливин-пироксеновые базальты. Те и другие встречаются в основном в зонах регионального вулканизма, хотя близкие к ним по петрографическому и химическому составу породы так же, как и переходные разности между указанными типами базальтов, обычны для вулканов центрального типа. Мезоплагиофировые базальты широко распространены на Плоских сопках, мегаплагиофировые андезито-базальты обычны среди пород Хапиченского плато и на вулкане Горный Зуб.

В региональных зонах установлено последовательное извержение на поверхность сначала мегаплагиофировых базальтов,

а затем мезо- и микроплагиофировых и оливин-пироксеновых в течение голоцена (~10 000 лет). Здесь отмечены случаи последовательного образования одним кратером сначала мезо-плагиофировых базальтов (шлаковый конус), затем оливин-пироксеновых базальтов (лавовый поток) [110]. Очевидно: в этих случаях оливин-пироксеновые базальты слагали более глубокие части магматической колонны, чем мезо-плагиофировые. Оливин-пироксеновые базальты в региональных зонах образуются и в настоящее время (кратер 1941 г. на склоне вулкана Плоский Толбачик или кратера группы Туйла, 1932 г.). На вулканах центрального типа также описана отмеченная последовательность в образовании базальтов, тождественных по составу выделенным типам. Об этом говорилось в § 2 и 6 главы III.

Наряду с последовательным извержением разных типов базальтов одними и теми же центрами, имеются факты их одновременного образования в кратерах различного гипсометрического уровня. Так, при извержении вулкана Плоский Толбачик в 1941 г. терминальный кратер извергал мегаплагиофировые базальты, а побочный — оливин-пироксеновые, последний зондировал, по-видимому, более глубокий склон магматической иньекции.

44

Таблица 41

Химический состав главных типов базальтов вулканов Ключевской группы

№ анализ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	K ₂ O/Na ₂ O
Плагиобазальты											
1	52,7	1,1	17,6	3,6	5,7	0,2	5,3	8,5	3,3	1,4	0,42
2	52,9	0,98	16,7	3,8	5,7	0,2	6,6	8,8	3,1	1,3	0,42
Оливиновые толеиты											
3	49,4	1,2	14,0	5,5	3,56	0,3	10,5	10,9	2,5	0,9	0,35
4	51,5	0,6	14,9	3,0	6,30	0,2	9,4	10,8	2,2	0,7	0,32
Тефрито-базальты											
5	53,1	1,1	19,2	2,80	4,9	0,1	3,1	7,7	4,0	2,2	0,55
6	53,3	1,0	18,8	3,5	4,6	0,1	4,1	7,8	3,6	2,0	0,56
7	49,5	1,5	17,2	3,0	7,6	0,3	4,8	10,5	3,8	1,5	0,4

1 — средний состав пород I формации; 2 — плагиобазальт вулкана Ключевского; 3 — оливин-пироксеновый базальт региональных зон; 4 — то же, побочного кратера Киргурич; 5 — мегаплагиофировый базальт (среднее из 7); 6 — то же, Хапиченское плато; 7 — афирный базальт р. Студеной.

Изложенные факты свидетельствуют о тесной связи рассмотренных типов базальтов между собой и о их образовании в процессе эволюции единой магмы, отвечающей по составу наиболее широко представленным плагиобазальтам.

Главные типы базальтов вулканов Ключевской группы различаются по содержанию MgO , Al_2O_3 , щелочей и отношению K_2O/Na_2O (табл. 41). При этом оливин-толеитовые базальты и тефрито-базальты по составу являются своего рода антиподами в сравнении с плагиобазальтом, имеющим промежуточный между ними состав. Выделенные типы базальтов различаются также по минеральному составу (табл. 42) и геохимическими

Таблица 42

Средний количественно-минеральный состав главных типов базальтов вулканов Ключевской группы

Тип базальта	Вкрапленники			Основная масса
	Pl	OI	Cpx	
Плагиобазальты	$\frac{21}{Ap_{65-75}}$	$\frac{5,4}{Fe_{20-26}}$	$\frac{4,8}{Wo_{39-40}En_{46-47}}$	68,8
Оливиновые толеиты	—	$\frac{12}{Fa_{16-18}}$	$\frac{4,5}{Wo_{32-33}En_{47-48}}$	83,0
Тефрито-базальты	$\frac{35}{Ap_{39-64}}$	$\frac{2}{Fa_{30-32}; Wo_{40-50}En_{35-50}}$		63,0

признакам (табл. 43). Плагиобазальты характерны в основном для Толбачинских сопок, другие типы базальтов отобраны на различных участках Ключевской группы вулканов. Хотя представительность групп тефрито-базальтов и оливин-толеитовых базальтов здесь невысокая, отчетливо видно различие пород по содержанию редких щелочей, элементов группы железа и фтора. Тефрито-базальты отличаются низким содержанием фтора и высоким — бария. Ранее отмечалось высокое содержание в них тория (см. табл. 36). Среднее содержание Th в мегаплагиофировых лавах составляет 2,14 г/т, а в плагиобазальтах 0,69 г/т [43].

Таким образом, петрографо-химические признаки свидетельствуют о значительной индивидуализированности описываемых типов базальтов и позволяют рассматривать их в качестве аналогов магм насыщенного толеита, оливинового толеита и щелоч-

Содержание малых элементов в различных типах базальтов вулканов Ключевской группы

Номер образца	SiO ₂	K	Na	Li	Rb	V	Cr	Ni	Co	Zn	Be	F	Sr	Ba
Мегаплагиофировые лавы														
168	55,2	2,0	2,5	10	31	270	52	31	26	125	0,4	180	370	1300
164в	55,2	1,7	2,8	18	47	140	12	21	11	97	<0,1	160	430	1300
307	53,1	2,1	3,4	15	60	230	100	26	30	136	1,9	120	280	770
Субафировые и афировые базальты, андезито-базальты														
179	49,5	1,7	3,1	8	50	350	64	56	30	112	1,1	630	330	660
192	50,5	1,7	3,2	9	40	320	62	60	36	110	0,8	450	290	630
119г	58,6	2,3	3,0	12	39	210	7	7	15	119	1,1	370	450	1600
121а	57,9	2,5	3,1	18	44	240	—	8	14	95	1,1	430	430	1900
Плагиобазальты														
1011	53,0	1,0	3	He опр.	12	300	24	12	30	112	0,6	530	480	660
1054	52,5	1,3	2,9	14	20	250	16	19	26	109	0,6	510	380	650
1057б	52,5	1,2	3,1	He опр.	19	260	28	17	29	92	0,5	490	410	810
1035	52,5	1,0	2,8	6	15	250	65	22	33	113	0,7	520	290	480
1102г	53,7	1,1	2,2	8	24	270	110	28	34	130	0,5	550	340	580
1093	53,4	1,4	3,1	9,6	20	260	48	16	31	74	0,7	310	370	600
1071	51,1	1,1	2,8	7	40	330	110	42	32	142	0,6	550	340	450
1099	50,9	1,2	2,9	8	16	330	90	38	39	106	0,5	400	300	470
162б	53,6	1,1	2,8	6	10	270	23	13	30	104	0,4	480	310	580
1060-8	54,2	0,9	2,5	6	14	170	51	15	21	82	0,5	350	340	540
Оливин-пироксеновые базальты														
1102	51,5	1,4	2,5	8	22	370	180	40	42	83	0,7	530	280	420
137а	54,0	1,1	3,0	9	10	240	89	55	38	103	0,6	430	360	700
139а	52,7	0,8	2,9	7	7	210	210	71	35	76	0,4	200	320	580

Примечания. 1. Определения произведены в лаборатории Института геохимии СО АН СССР (г. Иркутск): Na, K, Li, Rb — методом пламенной фотометрии, V, Cr, Ni, Co, Be, F, Sr, Ba — количественным спектральным методом, Zn — методом атомной адсорбции. 2. Содержание K, Na и SiO₂ — в процентах, остальных элементов г/т. Данные Л. Л. Леоновой по образцам из колл. автора.

ного базальта, относимых обычно к исходным или родоначальным магмам. Однако изложенные выше геологические материалы показывают, что в Ключевской группе вулканов (формация I) родоначальной можно считать лишь магму насыщенного толеита, две другие, по-видимому, являются ее производными.

Рассмотрим вероятные механизмы образования этих производных магм (пород). С целью изучить направление фракционирования в выделенных типах базальтов были проанализированы основные массы этих пород (табл. 44). В мегаплаггиофировых лавах и плаггиобазальтах, существенно плаггиоклазовых по составу вкрапленников, основная масса после отделения кристаллов обогащается щелочами и кремнеземом и обедняется глиноземом. Отношение K_2O/Na_2O в плаггиобазальтах при этом существенно не меняется (0,42—0,38), а в тефрито-базальтах увеличивается (от 0,5—0,6 до 0,7—0,8). Пород с аналогичной основной массой среди вулканитов района не встречено, хотя, возможно, что подобный процесс играет некоторую роль в образовании афировых андезитов Хапиченского плато, тесно ассоциирующих с мегаплаггиофировыми лавами и содержащих по сравнению с последними больше кремнезема и меньше глинозема (см. § 9). Отмеченные афировые андезиты являются сравнительно редкими породами. Лишь в оливин-толеитовых базальтах фракционирование может привести к образованию жидкости, близкой по составу к плаггиобазальтам (см. табл. 44, анализ 12); отношение K_2O/Na_2O в породе при удалении оливина и пироксена существенно не изменяется (0,35→0,3 или 0,5→0,56). Однако, как уже отмечалось, оливин-толеитовые базальты не могут рассматриваться как аналоги исходной магмы из-за редкой встречаемости.

Приведенные примеры свидетельствуют о малой вероятности фракционирования плаггиоклаза в исходной магме при образовании вулканических пород. Более реальным кажется фракционирование цветных, оливина и пироксена. Расчеты показывают возможность образования оливин-толеитовых базальтов из плаггиобазальтов при условии фракционирования оливина и пироксена (табл. 45, анализы 4, 6). Образующий при этом базальт очень близок к среднему оливинному толеиту района (см. табл. 41, анализы 3, 4). Небольшое различие в содержаниях MgO , CaO и K_2O можно ликвидировать, несколько увеличив долю фракционирующего пироксена, что вполне допустимо. Таким образом оправдывается наша ссылка на А. Стейнера [152], связывающего образование порфирировых базальтов, имеющих низкое значение суммы $alkal$, с аккумуляцией мафических минералов в магме (см. главу III).

Выше было высказано предположение об образовании субафировых оливин-толеитовых базальтов новых толбачинских вулканов также в результате потери магмой насыщенного базальта ряда компонентов (Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 и др.), ушед-

Химический состав базальтов вулканов Ключевской группы и их основной массы (вес. %)

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Сумма
Породы														
1	49,64	1,07	15,41	3,23	6,47	0,16	9,46	9,55	2,60	1,28	0,05	0,2	0,21	99,33
2	49,94	1,80	17,60	2,83	7,75	0,23	4,38	8,60	4,0	2,25	—	0,46	0,54	100,48
3	51,44	1,58	18,71	2,33	6,92	0,16	3,69	8,68	3,77	2,04	0,16	0,25	0,25	99,98
Основная масса														
4	50,52	1,82	16,23	3,52	6,20	0,18	6,88	8,56	3,28	1,86	—	0,17	0,40	99,62
5	50,78	2,01	14,44	2,96	9,63	0,22	5,56	7,49	3,71	2,52	0,20		0,5	100,12
6	51,96	2,10	15,10	2,49	8,96	0,20	4,19	7,35	3,71	2,71	0,04	0,21	0,57	99,59
7	51,16	2,15	15,00	3,41	7,84	0,19	4,01	7,36	3,60	2,58	1,04	0,63	0,63	99,60
8	51,66	2,26	14,58	2,06	9,28	0,17	4,91	8,18	3,17	2,36	Не обн.	Не обн.	0,56	99,19
9	54,98	1,74	14,67	4,04	6,05	0,20	3,88	6,55	3,54	2,81	—	—	0,48	98,94
10	53,50	0,53	16,37	3,69	5,69	0,07	6,25	9,43	2,96	1,22	0,40	0,01	0,44	100,56
11	53,33	1,22	15,92	3,35	7,14	—	6,20	7,62	3,41	1,31	—	—	—	99,50
12	53,10	1,07	16,55	2,49	6,55	—	6,22	9,38	3,24	0,97	—	—	—	99,58

1 — оливин-пироксеновый базальт кратера 1941 г. (среднее из 2); 2 и 3 — мегалагнитофировый базальт кратера вулкана Плоский Толбачик; 4 — оливин-пироксеновый базальт кратера 1941 г. (ср. с 1); 5 и 6 — мегалагнитофировый базальт (ср. с 2 и 3); 7 — волосы Пеле (стекло), кратер Плоского Толбачика (ср. с 2 и 3); 8 — лавовая пена, там же (ср. с 2 и 3); 9 — мегалагнитофировые лавы (среднее из 7, ср. с 5 в табл. 41); 10 — пироксен-оливиновый базальт, вулкан Острый Толбачик (обр. 1064-3; ср. с 3 в табл. 41); 11 — плагиобазальт (среднее из 18 ср. с 2 в табл. 41); 12 — оливин-пироксеновый базальт (среднее из 5; ср. с 3 в табл. 41). Анализы 2—8 взяты из работы И. Т. Кирсанова и Г. П. Пономарева [55], 9 — из работы автора [36]; 10 — по автору, 11 и 12 — по И. Т. Кирсанову (устное сообщение). Аналитик Н. Р. Гусакова.

Изменение химического состава при фракционировании
в плагиобазальтах (вес. %)

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	K ₂ O/Na ₂ O
1	52,9	0,98	16,70	3,80	5,70	0,20	6,60	8,80	3,10	1,30	0,42
2	40,0	0,20	0,40	0,90	13,00	—	43,50	1,5	0,20	—	—
3	53,2	0,10	1,90	1,50	3,70	—	17,5	20,1	0,7	0,2	0,30
4	51,4	0,8	13,70	3,40	6,50	0,20	11,5	8,4	2,5	1,1	0,44
5	54,6	1,2	20,0	4,30	4,80	0,24	0,72	9,30	3,70	1,60	0,43
6	52,0	0,90	15,0	3,60	6,10	0,18	9,1	8,70	2,9	1,2	0,41
7	54,1	1,4	18,8	3,2	5,8	—	2,8	8,90	3,6	1,3	0,40

1 — плагиобазальт табл. 41; 2 — оливин (табл. 23, анализ 1); 3 — клинопироксен (табл. 23, анализ 5); 4 — оливиновый толеит (плагиобазальт+12% Ol+4,5% Px); 5 — андезитобазальт (плагиобазальт — 12% Ol — 4,5% Px); 6 — базальт (плагиобазальт +6% Ol +3% Px); 7 — андезитобазальт (плагиобазальт — 6% Ol — 3% Px).

ших в составе газов при извержении. Однако эта идея основана преимущественно на геологических аргументах и не может быть проверена сейчас в связи с отсутствием информации о количественном составе магматического газа.

Удаление различных количеств минералов из плагиобазальта приближает его состав к мегаплагиофировым андезитобазальтам (по содержанию SiO₂, Al₂O₃, Na₂O), однако соответствия в содержаниях таких окислов как MgO, CaO и K₂O при этом не наблюдается. Более близок к реальному мегаплагиофировому базальту обр. 7, образованный осаждением 6% оливина и 3% клинопироксена, хотя и здесь мы не можем получить необходимого количества K₂O. Отношение K₂O/Na₂O остается постоянным (~0,4), что также иллюстрирует недостаточность этого механизма для формирования тефрито-базальтов.

Влияние фракционирования кристаллической фазы в базальтах на процесс образования магм типа толеитов и щелочных базальтов экспериментально исследовалось Г. С. Йодером и Х. Э. Тилли. Они пишут: «...единая базальтовая магма не может одновременно образовать и толеитовую ветвь, и ветвь щелочных базальтов только лишь за счет фракционирования на ранних стадиях» [47, с. 82]. Это согласуется с нашими выводами.

Детальное изучение мегаплагиофировых лав позволило автору привлечь для объяснения их образования гипотезу эманационной дифференциации [36]. Предполагается, что фракционирование плагиобазальтовой магмы с участием летучих происходит на глубинах 35—40 км. В настоящее время трудно решить, имеет ли здесь место миграция летучих в замкнутом

объеме магмы, т. е. идет ли перераспределение летучих с их накоплением в верхах очага, как следует из экспериментов Дж. Кеннеди [52], или поток летучих имеет сквозьмагматический характер в соответствии с гипотезой Д. С. Коржинского [57]. Более вероятен последний механизм, при этом, как следует из наших данных, флюид, вероятно, обогащен калием и торием. Предполагается, что торий переносится в форме фторидных комплексов, эволюция которых в дальнейшем (при излиянии лавы на поверхность) приводит к их разрушению, стабилизации тория в стекле и выделению фторидов в дискретную газовую фазу [43]. Именно с этим, по-видимому, связаны низкие содержания фтора в лавах и, наоборот, его аномально высокое содержание в газах мегаплагиофировых лав*. Интересно, что аналогичные нашим выводы относительно поведения тория при эманационной дифференциации, т. е. о его накоплении в остаточной жидкости, были получены С. Д. Туровским [124], изучавшим поведение тория в процессе становления интрузивного тела.

Как следует из изложенного, повышенная щелочность тефрито-базальтов (мегаплагиофировых лав) не связана с фракционированием плагиоклаза. Наоборот, по-видимому, специфический петрографический облик этих лав является следствием кристаллизации плагиоклаза в магме с высоким содержанием щелочей. Этот факт позволяет понять и несколько необычное высокое содержание калия в плагиоклазе мегаплагиофировых лав, что отмечалось ранее по результатам химических анализов [36].

Экспериментальные данные [135] показывают, что в условиях повышенной щелочности расплавов плагиоклаз кристаллизуется вблизи ликвидуса. По данным Ю. С. Геншафта и других исследователей [93], при кристаллизации щелочного базальта плагиоклаз выделяется следом за пироксеном (при P 500—1000 МПа и T 1050° С). При P 1000 МПа плагиоклаз имеет состав от Ap_{70} (1050° С) до Ap_{42} (950° С). Моноклинный пироксен и магнетит выделяются начиная с T 1150° С до P 1000 МПа. Оливин среди продуктов кристаллизации отсутствует. Объем кристаллизующегося плагиоклаза достигает 60% всего объема расплава.

Петрографический состав мегаплагиофировых лав показывает реальность такой схемы кристаллизации. Эти лавы являются существенно лейкократовыми по модальному и нормативному составу [36], что особенно хорошо проявляется в количественно-минеральном составе гомеогенных обособлений в них. Эти почти полностью раскристаллизованные участки состоят на 70—85% из плагиоклаза. Пироксен в них присутствует в двух генерациях; первая относится к фенокристаллам (не более 7%),

* Состав газов по косвенным данным оценивается И. Т. Кирсановым и др. [55].

вторая — к ксеноморфным выделениям скелетной формы, выполняющим промежутки между плагиоклазами. Нередко можно видеть образование пегматоидных прорастаний пироксена и плагиоклаза в последнюю стадию кристаллизации, что, наряду с присутствием пористого стекла и аксессуариев, указывает на высокое содержание летучих в обособлениях.

Итак, мы приходим к выводу, что рассмотренные типы базальтов — оливин-толеитовые, плагиобазальты и тефрито-базальты (формация I) являются дериватами единой исходной магмы, близкой по составу к насыщенному толеиту. Оливиновые толеиты образуются при фракционировании мафических минералов из насыщенных толеитов, а тефрито-базальты при комбинации процессов фракционирования и эманационной дифференциации.

Как было показано, тефрито-базальты характерны для обеих выделенных формаций, т. е. они проявляются как в связи с исходным насыщенным толеитом I формации, так и в связи с андезитом-базальтом, отвечающим исходной магме II формации. Это указывает на независимость процесса обогащения соответствующих магм щелочами от их исходного состава. Однако в обоих случаях необходимо предполагать, что магма тефрито-базальтов образуется в верхних частях магматической колонны.

Образование собственно насыщенных толеитов в соответствии с данными, изложенными в разделе о магматических очагах, необходимо отнести к глубинам 35—40 км, т. е. к верхней мантии. Эти глубины близки к глубинам, на которых, по данным Т. Х. Грина и А. Э. Рингвуда [25], выплавляются базальты с высоким содержанием глинозема. Состав последних, однако, отличается от нашего толеита и от типичного базальта островных дуг. Обсуждение этого вопроса В. А. Кутолиным [65] привело его к выводу о необходимости допущения, что генерация базальтов в верхней мантии происходит в условиях повышенного давления паров воды.

§ 7. ОБЩАЯ СХЕМА ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Гипотетическая схема тектоно-магматического процесса в недрах Ключевской группы вулканов (рис. 56) основана на следующих фактах и предположениях, изложенных в работе.

1. Тектонофер, протягивающийся от фокальной зоны землетрясений к границе М, имеет наклон 75—80° к западу, а глубинный разлом, зондирующий магматический очаг в апикальной части тектонофера, наоборот, наклонен под теми же углами к востоку (см. § 8 главы III).

2. В недрах Ключевской группы вулканов установлено разноглубинное положение магматических очагов, связанных с определенными, различающимися по ряду признаков формациями вулканических пород. Магматический очаг, расположен

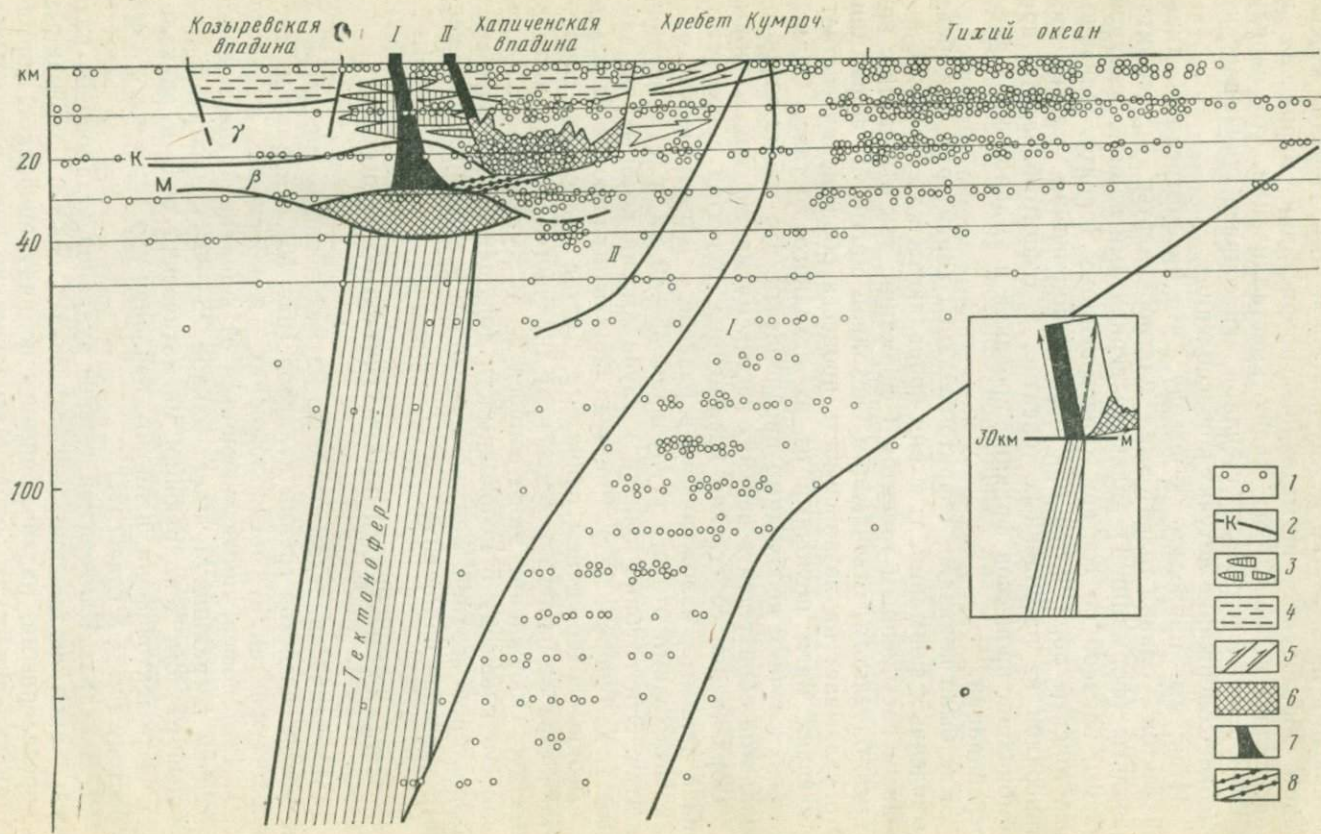


Рис. 56. Общая схема тектоно-магматического процесса в недрах Ключевской группы вулканов.

1 — гипоцентры землетрясений; 2 — основные границы раздела в земной коре; поверхность Конрада (К) и Мохорoviчица (М); 3 — тела габброидов и базитов (спингит-диабазовой формации); 4 — осадочные геосинклинальные и орогенные формации Кс, Р, N, Q); 5 — надвиги; 6 — зоны магмообразования; 7 — разломы, поставляющие магму на поверхность; 8 — зона слывных деформаций. Стрелки указывают на общее направление движения блоков земной коры. На врезке — диаграмма сил, возникающих в земной коре при воздействии тектонофера; I, II — вулканы соответственно базальт-андезито-базальтовой и базальт-андезито-дацитовой формаций

ный в мантии, продуцирует породы базальт-андезито-базальтовой формации, в то время как коровый очаг, приуроченный к дегенерированной границе К, продуцирует породы базальт-андезито-дацитовой формации.

3. Наблюдается хорошее соответствие характера магматизма над указанными магматическими очагами с типом тектонических структур. Глубинному разлому соответствуют высокая интенсивность вулканизма и формирование поднятия, а коровому очагу магмы — меньшая интенсивность вулканизма и опускания.

Схема тектоно-магматического процесса построена на сейсмическом разрезе, куда сведены все землетрясения за 1962—1968 годы в секторе, включающем Ключевскую группу вулканов и вулкан Шивелуч. На разрезе (см. рис. 56) выделяются фокальная зона землетрясений (I) и область существенно коровых землетрясений (II), непосредственно не связанные одна с другой.

Коровые землетрясения пространственно отделены от фокальной зоны и связываются с орогенными рельефообразующими движениями [129]. Большая часть коровых землетрясений приурочена к районам Хапиченской впадины и хребта Кумроч, причем в этих районах отмечается увеличение глубины гипоцентров землетрясений с востока на запад, в сторону вулканов.

Предполагая взаимодействие сил, направленных вдоль основных разломов (тектонофера и глубинного разлома*), мы легко получим направление третьего вектора силы, производного от усилия, вызываемого тектонофером (см. врезку на рис. 56). Этот третий вектор показывает, что необходимо существование субгоризонтальных движений, направленных к востоку от верхней кромки тектонофера под углом 10—15° к горизонту. Такие геологические данные, как широкое развитие надвигов, направленных к востоку, в геосинклинальных отложениях этого района [44] и сейсмологические данные, указывающие на аналогичные движения более глубоких уровней коры как раз под некоторым углом к горизонту [1], хорошо согласуются с предлагаемой моделью. Надвиговая зона является, по-видимому, проводником, по которому флюид-

* Разлома, сообщаемого с поверхностью и трассируемого зонами ареального вулканизма.

раствор может мигрировать из верхней части тектонофера в кору, в недра Хапиченской впадины. Вторым следствием обсуждаемой модели будет опережающее и более активное развитие базальтового вулканизма перед андезитовым, что и наблюдается в действительности.

В соответствии с концепцией рифтогенного образования вулканических зон Камчатки [80, 44] мы предполагаем, что образование базальт-андезито-базальтовой формации связано с растяжением и разрывами сплошности земной коры в зоне глубинного разлома, в то время как базальт-андезито-дацитовая формация проявляется в связи с напряжениями сжатия. Наблюдающийся пульсационный характер проявления выделенных формаций с этих позиций может быть интерпретирован как следствие изменения роли горизонтальных и вертикальных движений блоков земной коры в процессе рифтогенеза. Вероятно, растяжения в области глубинного разлома, компенсируемые излияниями базальтов, являются в то же время предпосылкой для развития напряжений сжатия и накопления энергии в соседней структуре (в недрах Хапиченской впадины), реализующихся в дальнейшем в условиях высокого теплового потока в виде плавления коры и усиления вулканизма существенно андезитового состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подведем некоторые итоги. В работе рассмотрен широкий круг вопросов, связанных с геологическим строением Ключевской группы вулканов: проведено тектоническое районирование территории; намечена стратиграфическая схема четвертичных вулканических образований, являющаяся основой для выяснения истории формирования отдельных вулканических аппаратов и Ключевской группы вулканов в целом; приводится систематическое описание всех существенных вулканических проявлений — их разрезов, фациального состава, вулканотектоники вещественного состава пород (петрографического, химического); рассматриваются вопросы эволюции и генезиса вулканов. Создание геолого-петрографической схемы Ключевской группы вулканов явилось завершением длительного периода ее изучения, в течение которого основное внимание уделялось детальному исследованию отдельных вулканов.

Обобщение полученных данных на основе метода формационного анализа позволило выделить среди пород Ключевской группы вулканов две формации: базальт-андезито-базальтовую и базальт-андезито-дацитовую, которые различаются по вещественному составу пород, набору включений в вулканических породах, тектонической приуроченности и связи с различными зонами генерации магмы. Источники магмы для пород I фор-

мации, по представлениям автора, располагаются в верхней мантии, а для пород II формации — в земной коре.

Геолого-петрографическая схема Ключевской группы вулканов является главным и объективным результатом данной работы. Анализ этой схемы позволяет оценить правомерность той или иной гипотезы происхождения пород, а также самого методического подхода к рассмотрению различных гипотез. Ранее мною была предпринята попытка оценить эволюцию вулканической деятельности Ключевской группы вулканов с позиций циклического развития [32]. Были выделены два этапа вулканической деятельности, первый — преимущественно в плейстоцене, второй — в голоцене, при этом вулканизм первого этапа трактовался как имеющий нормальную (гомодромную) последовательность эволюции с усиливающейся эксплозивностью, а второй как существенно реальный. С генетической точки зрения подобная последовательность событий может указывать на образование всех вулканитов в связи с дифференциацией единой базальтовой магмы и на повторение пульсаций этой магмы в раннем плейстоцене и голоцене. Однако такая трактовка вряд ли правомерна, если учесть, что существенно базальтовые и существенно андезитовые проявления в Ключевской группе вулканов оказываются пространственно обособленными, т. е. андезиты связаны не с теми вулканами, которые характеризуются длительным периодом развития и наибольшим объемом базальтов (например, Плоские сопки), а как раз с районами, для которых оба эти признака не характерны. Следовательно, выделение этапов в данном случае имеет совершенно формальный характер, поскольку при этом учитывался лишь фактор времени, но не учитывался структурный фактор.

Расчленение вулканических пород, проведенное в этой работе на формационной основе, свободно от указанного недостатка. Кроме разницы в вещественном составе пород выделенных формаций, являющимся главным признаком последних, наблюдается их соответствие определенным структурам и типам дизъюнктивных нарушений.

Проявления базальт-андезито-базальтовой формации связаны с трещинами растяжения, расположенными на поднятии, в то время как вулканы базальт-андезито-дацитово-формации тяготеют, по-видимому, к сдвиго-сбросам (сдвиго-взбросам), обрамляющим Хапиченскую впадину. Уже из перечисленных признаков следует, что каждая формация должна иметь собственный источник магмы, что действительно подтвердилось результатами ГСЗ и сейсмологических исследований.

Таким образом появилась возможность подвести под формационное расчленение пород генетическую основу. Соотношение характера движений, сопровождающих извержения базальтов (растяжения) и андезитов (сжатия) во времени, позволяет предложить единую схему тектоно-магматического процесса.

обусловленную наклоном тектонофера. В этой схеме отражается преимущественно развитие базальтового вулканизма, его перемежаемость с андезитовым вулканизмом и связь тех и других проявлений с различными типами тектонических структур.

Может показаться излишним применение методов формационного анализа к расчленению такой компактной и геологически кратковременно действующей вулканической группы как Ключевская группа вулканов. Особенно это относится к фактору времени, которое в обычном случае (при формировании единой формации) составляет миллионы, или десятки миллионов лет. Эту сложность осознает автор. Надо, однако, заметить, что тесная перемежаемость, например, интрузивных тел различной формационной принадлежности на флангах контрастных структур является заурядным явлением.

Что же касается времени формирования рассматриваемых формаций, то здесь можно заметить следующее. С одной стороны, мы располагаем данными, указывающими на возможность быстрого формирования магматических очагов в течение от 0,5 до 3 млн. лет в верхней мантии [60, 61], что освобождает нас от необходимости обязательно считаться с «каноном долговременности» в формировании формаций. Известно также, что с течением геологической истории вулканические циклы сокращаются во времени, о чем, в частности, свидетельствует проявление в районах Тихоокеанского вулканического кольца двух пульсаций базальтового вулканизма только в течение четвертичного времени [147], указывающих на пульсации в образовании магмы. С другой стороны, в главе IV отмечались данные, свидетельствующие о возможном наследованном развитии описываемых формаций с палеогена или даже с верхнего мела.

Однако есть одно замечательное преимущество в изучении современных вулканических районов методом формационного анализа, позволяющее провести расчленение пород на генетической основе. Это — наличие здесь «живых» магматических очагов, которые могут быть зафиксированы и изучены с помощью геофизики. Сколько бы ни были логичны генетические построения, основанные на формационном анализе древних хорошо эродированных магматических образований, они всегда останутся субъективными, поскольку будут базироваться лишь на предположениях о глубине магматических очагов. Представляется, что дальнейшее изучение Курило-Камчатской вулканической провинции на основе метода формационного анализа значительно упорядочит наши петрологические исследования и продвинет вперед как изучение вопросов генезиса магматических пород, так и методику формационного анализа, поскольку только здесь можно комплексно и всесторонне разработать генетическую классификацию вулканических формаций.

1. Аверьянова В. Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., «Наука», 1968, 192 с.
2. Альпова О. М. Палеомагнетизм лав Ключевой группы вулканов и ее фундамента. — «Бюлл. Вулканол. станций», 1967, № 43, с. 27—43.
3. Альпова О. М. Особенности ферромагнитных минералов молодых вулканических пород Камчатки по данным термомагнитных исследований и их связь с глубинными условиями кристаллизации магмы. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Недра», 1971, с. 122—126.
4. Альпова О. М. Палеомагнетизм лав Ключевой группы вулканов и ее фундамента. — В кн. Вулканизм и глубины Земли, М., «Наука», 1971, с. 122—126.
5. Балеста С. Т., Утнасин В. К., Аносов Г. И. Особенности глубинного строения Ключевой группы вулканов на Камчатке по данным ГСЗ. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 4—5.
6. Бейли Д. Поток летучих, концентрация тепла и генерации магмы. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972, с. 152—160.
7. Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. — «Советская геология», 1966, № 4, с. 8—25.
8. Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный на Камчатке и его агломератовый поток. — «Труды Лаб. вулканологии». Вып. 18, 1960, с. 3—34.
9. Богоявленская Г. Е., Дубик Ю. М. Кристаллизация андезитов в верхних частях вулканического канала. — В кн.: Вулканизм гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 35.
10. Борисова В. Н. Алунизация в прикратерной части вулкана Зина. — В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966, с. 192—197.
11. Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Возраст современного рельефа Камчатки. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. 4. Петропавловск-Камчатский, 1966, с. 50—55.
12. Былинкина А. А., Горшков Г. С., Огородов Н. В. Восхождение на Ключевской вулкан 29 июля 1951 г. — «Бюлл. вулканол. станций», 1954, № 20.
13. Вахрушев В. А., Лапин Б. Н. Первично-магматические сульфидные образования в лавах Камчатки и Курильских островов. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 3, с. 74—78.
14. Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 11, с. 3—18.
15. Виноградов В. Н. Каталог ледников СССР. Камчатка ч. 2—4. Л., Гидрометеиздат, 1968, с. 3—67.
16. Влодавец В. И. Ключевская группа вулканов. — «Труды Камчатской вулканол. станции. Вып. 1», М., Изд-во АН СССР, 1940. 124 с.
17. Влодавец В. И., Пийп Б. И. Каталог действующих вулканов Камчатки. — «Бюлл. вулканол. станции», 1957, № 25, с. 5—95.
18. Волохов И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск, «Наука», 1972. 71 с.
19. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М., «Недра», 1964. 510 с.
20. Глубинное строение Ключевой группы вулканов на Камчатке и некоторые аспекты проблемы магматических очагов. — «Советская геоло-

гия», 1974, № 2, с. 36—54. Авт.: В. К. Утнасин, А. И. Абдурахманов, Г. И. Аносов и др.

20. Горельчик В. И., Фарберов А. И. Некоторые особенности глубинного строения вулканических областей по сейсмологическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 107—112.

21. Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.

22. Горшков Г. С. Извержение сопки Безымянной. — «Бюлл. вулканол. станций», 1957, № 26, с. 19—72.

23. Горшков Г. С. Некоторые вопросы теории вулканологии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 11, с. 21—27.

24. Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965. 171 с.

25. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 132—228.

26. Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965. 143 с.

27. Дубик Ю. М., Меняйлов И. А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. — В кн.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969, с. 38—77.

28. Дубик Ю. М., Волюнец О. Н. Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагиоклаза. — «Бюлл. вулканол. станций», 1972, № 48, с. 64—70.

29. Ермаков В. А. Вулкано-тектоника Ключевой группы вулканов. — В кн.: Восьмая конференция молодых ученых Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 22.

30. Ермаков В. А. Термальные ключи в западной части хребта Кумроч. — «Бюлл. вулканол. станций», 1966, № 2, с. 30—32.

31. Ермаков В. А. Извержение Ключевского вулкана в 1963—1964 гг. — «Бюлл. вулканол. станций», 1966, № 41, с. 10—14.

32. Ермаков В. А. Неотектоника и вулканизм Ключевой группы вулканов на Камчатке. — «Вестн. МГУ. Серия геол.», 1969, № 3, с. 68—79.

33. Ермаков В. А. Некоторые вопросы методики картирования вулканогенных формаций на примере Ключевой группы вулканов на Камчатке. — В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., «Наука», 1969, с. 62—72.

34. Ермаков В. А. Режим щелочей в четвертичных вулканитах Ключевой группы вулканов на Камчатке. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 331—334.

35. Ермаков В. А. Отложения направленного взрыва вулкана Камень. — В кн.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969, с. 82—93.

36. Ермаков В. А. Мегаплагифирические лавы Камчатки — вероятный аналог анортозитовых пород. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 10, с. 37—48.

37. Ермаков В. А. О характере дифференциации магмы в каналах действующих вулканов. — «Бюлл. вулканол. станций», 1974, № 50, с. 19—31.

38. Ермаков В. А., Трубицин С. Е. О кольцевых обрушениях в кратере Ключевского вулкана. — «Бюлл. вулканол. станций», 1966, № 40, с. 36—39.

39. Ермаков В. А., Колосков А. В. О генезисе некоторых типов гомеогенных включений в экструзивных андезитах. — В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., «Наука», 1969, с. 68—77.

40. Ермаков В. А., Фирстов П. П., Широков В. П. Петрогенезис Ключевой группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 152—156.

41. Ермаков В. А., Важская А. А. Вулкан Острый и Плоский Толбачик. — «Бюлл. вулканол. станции», 1973, № 49, с. 43—53.
42. Ермаков В. А., Кирсанов И. Т. Ключевская группа вулканов. — В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 73—105.
43. Ермаков В. А., Титаева Н. А. Уран и торий в вулканических породах Ключевских вулканов. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 201.
44. Ермаков В. А., Милановский Е. Е., Таракановский А. А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. — «Вестн. МГУ. Геология», 1974, № 3, с. 3—20.
45. Заварицкий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевой сопки на Камчатке. — «Зап. Росс. минерал. о-ва. Сер. II», 1931, с. 10—15.
46. Заварицкий А. Н. Северная группа вулканов Камчатки. М., Изд-во АН СССР, 1935. 54 с.
47. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965. 247 с.
48. Кадик А. А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магм при естественной конвекции расплава. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 460—474.
49. Кадик А. А. Отделение воды от магм в процессе их движения и поверхности земли. — В кн.: Первый Междунар. геохим. конгр., 1971 г. Т. I, М., 1972, с. 312—320.
50. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971. 267 с.
51. Кадик А. А., Ярошевский А. А. О физических условиях магматизма. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. I. М., «Наука», 1972, с. 184—190.
52. Кеннеди Дж. К. О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит., 1957, с. 505—519.
53. Кирсанов И. Т. Извержение Ключевского вулкана в 1966 г. с прорывом побочных кратеров им. Пийпа. — «Бюлл. вулканол. станции», 1968, № 44, с. 11—29.
54. Кирсанов И. Т., Серафимова Е. К., Марков И. А. Главный и побочный кратеры Ключевского вулкана в 1966—1968 гг. — «Бюлл. вулканол. станции», 1970, № 46, с. 33—41.
55. Кирсанов И. Т., Пономарев Г. П. Извержение вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности их продуктов. — «Бюлл. вулканол. станции», 1974, № 50, с. 53—63.
56. Конради С. А., Келль Н. Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908—1911 гг. — «Изв. Русск. геогр. о-ва». 1925, т. 57, вып. 1, 126 с.
57. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 220—234.
58. Коржинский Д. С. Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды 2-го Всес. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—30.
59. Коэн Л. Х., Ито К., Кеннеди Д. К. Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований». М., «Недра», 1970, с. 53—91.
60. Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Плавление пород в условиях слоисто-неоднородной среды, градиента температур и давления. — «Геология и геофизика», 1967, № 12, с. 3—11.

61. Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. К динамике процессов регионального метаморфизма и палингенеза. — «Геология и геофизика», 1969, № 6, с. 29—36.

62. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

63. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, Новосибирск, «Наука», 1969, с. 7—21.

64. Куприна Н. П. Стратиграфия четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии антропогена Камчатки. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 1, с. 30—42.

65. Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базитов. Новосибирск, «Наука», 1972. 208 с.

66. Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. — «Труды Ин-та географии. Вып. 22», 1940, с. 3—120.

67. Луцицкий И. В., Бондаренко П. Н. Моделирование полей напряжений над интрузивным куполом. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 2, с. 316—318.

68. Магницкий В. А., Жарков В. Н. Природа слоев пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. — «Верхняя мантия», 1970, № 7, с. 197—212.

69. Максимов Е. В. Абсолютная хронология стадий сокращения горных ледников. — «Советская геология», 1966, № 3, с. 84—96.

70. Мак-Берни А. Р. Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 441—448.

71. Мархинин Е. К. Изучение состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч в 1958—1959 гг. — «Бюлл. вулканол. станции», 1961, № 31, с. 3—16.

72. Мархинин Е. К. Восхождение на Ключевской вулкан в период извержения 1961 г. — «Бюлл. вулканол. станции», 1963, № 34, с. 3—7.

73. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967. 254 с.

74. Масуренков Ю. П. Генерации плагиоклазов в вулканических породах. — «Бюлл. вулканол. станции», 1972, № 48, с. 51—55.

75. Масуренков Ю. П. Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. — «Верхняя мантия», 1972, № 9, с. 207—217.

76. Масуренков Ю. П., Вольнец О. Н. Реликтовые минералы в вулканических породах. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 131—137.

77. Масуренков Ю. П., Колосков А. В., Ермаков В. А. Меланократовые включения в современных вулканитах Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов. — В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., «Наука», 1969, с. 5—19.

78. Мелекесцев И. В. Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевской группы. — В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., «Наука», 1965, с. 111—121.

79. Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., «Наука», 1970, с. 1—104.

80. Милановский Е. Е., Ермаков В. А., Таракановский А. А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. — В кн.: Эволюция вулканизма Земли. М., 1973, с. 207.

81. Москаленко Ю. С., Ермаков В. А. Применение статистических методов к формационному расчленению вулканических пород. Геоди-

- намика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 209—210.
82. Набоко С. И. О лавах извержения 1938 г. Ключевского вулкана. — В кн.: Сб., посв. акад. Д. С. Белякину. М., 1946, с. 391—397.
83. Набоко С. И. Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг.—«Труды Лабор. вулканологии. Вып. 4», 1947, с. 134—135.
84. Набоко С. И. Извержение Билокая в 1938 г.—«Труды Лабор. вулканологии. Вып. 5», 1947, с. 132—134.
85. Некоторые основные понятия в учении о магматических формациях.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969, с. 60—64. Авт.: Е. К. Устиев, Е. Д. Андреева, Ф. Р. Апельцин и др.
86. Олюнин В. Н. Некоторые вопросы геоморфологии Камчатки, связанные с геоморфологическим районированием.— В кн.: Природные условия и районирование Камчатской области. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 64—68.
87. О нефтегазоносности Центральной Камчатки.—«Геология нефти и газа», 1974, № 9, с. 16—20. Авт.: В. А. Ермаков, А. Е. Светловский, В. И. Горшков, В. И. Поминов.
88. Опыт магнитотеллурических зондирований в Центральной Камчатской депрессии.—«Бюлл. вулканол. станции», 1974, № 50, с. 99—104. Авт.: Г. Т. Болабко, Е. З. Друкер, В. С. Смирнов и др.
89. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. Под ред. Э. Н. Эрлиха. М., «Наука», 1966, 279 с.
90. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.—«Труды Лабор. вулканологии. Вып. II», 1956, 309 с.
91. Пийп Б. И. Особенности извержений Ключевской сопки.—«Труды Лабор. вулканологии», 1958, № 13, с. 99—119.
92. Плавление ксенолитов пород ультраосновного состава при высоких давлениях.—«Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 2, с. 441. Авт.: Ю. С. Геншафт, В. В. Насевкин, А. И. Фарберов, Ю. Н. Рябинин.
93. Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 6, с. 18—35. Авт.: Ю. С. Геншафт, В. В. Насевкин, Ю. Н. Рябинин, В. В. Петров.
94. Попов В. С., Перцев Н. Н. Об оценках интрузивного давления.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., «Наука», 1974, с. 67—78.
95. Попков В. Ф. Лавы у Желтого ледника на Зимней сопке.—«Труды вулканол. станции», 1948, № 2, с. 66—92.
96. Потапьев С. В., Каратаев Г. И. Строение земной коры Средней Камчатки по геофизическим данным.—«Геология и геофизика», 1975, № 8, с. 96—103.
97. Пудовкин И. М., Таничев А. А. Аномалии векового хода геомагнитного поля на Камчатке в 1965—1977 гг.—«Геомагнетизм и аэронамия», 1972, т. 12, № 2, с. 311—315.
98. Ривош Л. А. Некоторые геофизические данные о глубинном строении Центральной Камчатской депрессии.—«Советская геология», 1963, № 2, с. 17—24.
99. Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перелома габбро в элолит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии, М., «Мир», 1968, с. 78—118.
100. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964, 437 с.
101. Родионова Р. И., Федорченко В. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 141—146.
102. Розен О. М., Марков М. С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки).—«Геотектоника», 1973, № 3, с. 25—37.

103. Рош Хьюберт. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательство их дометаморфической истории. — В кн.: Первый Международный геохимический конгресс. Т. III. Кн. I. М., 1972, с. 263—290.
104. Рудич К. Н., Тимербаева К. М. О полосчатых лавах вулкана Большая Удина. — В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., «Наука», 1965, с. 3—13.
105. Рябинин Ю. Н., Родионов В. Н. Оценка энергии вулканических взрывов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966, с. 56—61.
106. Святловский А. Е. О вулканотектонике Ключевской группы вулканов на Камчатке. — «Бюлл. вулканол. станции», 1957, № 26, с. 25—31.
107. Святловский А. Е. Новейшие движения земной оболочки и вулканизм в районе Курило-Камчатской островной дуги. — «Труды Лабор. вулканологии. Вып. 13», 1958, с. 89—98.
108. Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967, 219 с.
109. Сирин А. Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., «Наука», 1968, 195 с.
110. Сирин А. Н., Тимербаева К. М. О двух типах базальтов и составе исходной магмы вулканов Ключевской группы на Камчатке. — В кн.: Вулканизм гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 33.
111. Смирнов Я. Б. Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 243—250.
112. Смит Гордон Ф. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968, 476 с.
113. Соловьев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М., «Наука», 1973, 34 с.
114. Состав и состояние вещества земной коры района Ключевской группы вулканов по данным исследования включений и ГСЗ. Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, 41 с. Авт.: А. И. Левыкин, А. И. Фарберов, В. А. Ермаков, С. С. Балеста.
115. Справочник по тектонической терминологии. М., «Недра», 1970, 581 с.
116. Тейлор С. Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 16—39.
117. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 592 с.
118. Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., «Наука», 1967, 207 с.
119. Тимербаева К. М. Петрохимические различия в лавах Ключевских вулканов в связи с особенностями источников их питания. — В кн.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970, с. 89—96.
120. Титаева Н. А., Ананьев В. В., Аникина В. В. Изотопный состав урана в некоторых молодых вулканических районах. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 199.
121. Токарев П. И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне. — «Труды Лабор. вулканологии. Вып. 17», 1959, с. 156—182.
122. Токарев П. И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы (1949—1963), М., «Наука», 1966, 118 с.
123. Токарев П. И., Широков В. А., Зобин В. М. Сейсмические явления, связанные с извержением побочного кратера им. Пийпа в октябре — декабре 1966 г. — «Бюлл. вулканол. станции», 1968, № 44, с. 30—41.
124. Туровский С. Д., Боконбаев К. Д., Грошев А. К. К геохимии тория в процессах кристаллизационной и эманационной дифференци-

ции. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. I. Новосибирск, 1972, с. 120—127.

125. Турцев А. А., Набоко С. И. Магнитные свойства некоторых базальтов Камчатки. — В кн.: Сб., посв. акад. Д. С. Белякину, М., 1946, с. 203—208.

126. Устиев Е. К. Аннойский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма северо-востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961, 119 с.

127. Фарберов А. И. Вулканизм и магматогенез в мантии Земли. Библиографический указатель, 1956—1970 гг. Петропавловск-Камчатский, 1972. 132 с.

128. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, 432 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др.

129. Федотов С. А. О сейсмичности, свойствах мантии и сейсмическом прогнозе в области Курило-Камчатской дуги. Автореферат докт. диссертации. М., 1969, 37 с.

130. Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966, с. 43—48.

131. Федотов С. А., Славина Л. Б., Шумилина Л. С. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Ч. 4, Южно-Сахалинск, 1972, с. 20—22.

132. Фирстов П. П., Широков В. А. Верхнемантийный эффект аномального затухания объемных волн под действующими вулканами Ключевской группы. — В кн.: Тезисы докладов III Всесоюз. симпозиума по сейсмическому режиму. Новосибирск, 1968, с. 53.

133. Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967. 404 с.

134. Хораи К., Уэда С. Тепловой поток в вулканических областях. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 71—87.

135. Челищев Н. Ф. Экспериментальное изучение кристаллизации главных фаз базальтового расплава в условиях меняющейся щелочности. — В кн.: Экспериментальные исследования в области минералогии и геохимии редких элементов. М., «Наука», 1967, с. 105—120.

136. Шейнманн Ю. М. О связях между типами магм и тектоникой. — «Советская геология», 1964, № 2, с. 3—17.

137. Шейнманн Ю. М. Проблема глубинных источников магм. — В кн.: Симпозиум по проблеме связи поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1968, с. 27—32.

138. Экспериментальное плавление амфиболитовых включений в андезитах с целью изучения их генезиса. — В кн.: IX Всес. совещ. по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Иркутск, 1973, с. 92—93. Авт.: В. А. Ермаков, Т. Соловьева, Ю. С. Генштафт, Н. В. Тронева.

139. Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 93—105.

140. Эрлих Э. Н. Новые данные о вулкано-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — «Геотектоника», 1966, № 6, с. 48—63.

141. Эрлих Э. Н. Типизация петрохимических данных в связи с тектоникой на материале четвертичных вулканических серий западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Вопросы петрохимии. 1969, с. 246—251.

142. Эрлих Э. Н., Ермаков В. А. Структура и эволюция четвертичного вулканизма Ключевской группы вулканов. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 47—51.

143. Abe K., Kanamori H. Mantle structure beneath the Japan sea as revealed by surface waves. — «Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.», 1970, vol. 48, pp. 1011—1021.

144. Belousov V. V. Modern concepts of the structure and development of the earth's crust and the upper mantle of continents. — «Quart. J. Geol. Soc. London» 1966, vol. 122, p—293—314.
145. Bogdanowitsch K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Petermanns Geogr. Mitteil. Jahrg. 1904. 48 p.
146. Egglar D. H., Burnham C. W. Crystalization and fractionation trends in the system andessite—H₂O—CO₂—O₂ at pressures to 10 kb.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, vol. 24, N 8, p. 2517—2532.
147. Erlich E. N., Melekestsev I. V. Quaternary acid volcanism of Kamchatka. — «Mod. Geol.», 1972, vol. 3, N 4, p. 183—193.
148. Gast Paul W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. — «Geochim. et cosmochim. Acta», 1968, vol. 32, № 10, p. 1057—1068.
149. Ida Y. Thermodynamic problems related to growth of magma. — «J. Geoph. Res.» 1970, vol. 75, № 20, p. 4051—4062.
150. Kuno H. Petrology of Hakone volcano and adjacent areas. — «Japan. Bull. Geol. Soc. Amer.», 1950, vol. 61, p. 957—1020.
151. Kushiro I., Kuno H. Origin of primary Basalt magmas and classification of basaltic rocks. — «J. Petrol.», 1963, vol. 4, № 1, p. 75—89.
152. Steiner A. Petrogenetic implications of the 1954 Ngauruhoe lava and xenoliths. — «New Zealand J. Geol. Geoph.», 1958, vol. 1, № 2, p. 325—363.
153. Uffen R. On the origing of rock magmas. — «J. Geoph. Res.», 1959, vol. 64, № 1, p. 117—122.
154. Williams H. The History and Character of Volcanic domes. Bereley, California, 1932, 215 p.

Новые химические анализы пород вулканов Ключевской группы

Номер анализа	SiO ₂	TO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Сумма
1	53,56	1,02	18,17	2,88	6,08	0,21	5,14	8,54	3,28	1,13	0,02	0,11	He опр.	100,14
2	52,26	1,11	18,40	2,34	7,34	0,21	4,98	8,82	3,28	0,98	0,10	0,09	»	99,91
3	54,26	1,16	16,80	3,71	5,78	0,21	5,20	8,30	3,10	1,12	0,08	—	—	99,72
4	51,34	1,36	17,23	6,84	2,56	0,17	6,05	8,60	2,98	1,20	0,22	1,50	He опр.	100,05
5	51,72	1,15	17,81	1,87	7,36	0,21	5,48	9,42	3,22	0,95	0,04	0,38	»	99,61
6	54,00	1,24	17,16	2,48	6,38	0,18	4,69	8,04	3,50	1,36	0,10	1,02	»	100,15
7	54,90	1,34	18,48	2,44	5,53	0,24	4,49	7,56	3,86	1,34	0,06	0,26	»	100,50
8	54,00	1,19	16,50	3,40	5,69	0,17	6,43	8,64	3,22	1,01	0,06	0,02	»	100,33
9	52,66	1,02	18,03	2,55	6,49	0,2	5,90	9,12	3,32	1,11	0,1	0,05	»	100,55
10	53,24	1,25	18,39	4,77	4,74	0,25	4,35	7,92	3,40	0,87	0,21	0,55	0,20	100,14
11	54,20	1,24	18,08	4,40	4,80	0,24	3,92	8,12	3,51	0,88	0,17	0,18	0,30	100,04
12	52,82	1,26	18,37	4,61	5,49	0,24	4,45	8,26	3,51	0,85	0,1	0,38	0,17	100,51
13	52,96	1,27	17,89	2,03	6,75	0,18	5,33	8,65	3,44	0,98	0,18	0,12	He опр.	99,78
14	52,74	0,98	15,67	2,16	6,84	0,18	7,66	9,50	2,88	1,00	0,0	0,35	»	99,96
15	57,48	0,85	19,63	2,55	4,48	0,19	2,72	7,17	3,80	1,14	0,10	0,42	»	100,53
16	58,10	0,85	19,41	1,53	5,10	0,18	2,76	7,66	3,80	1,14	0,05	0,10	»	100,68
17	53,48	1,02	18,19	1,47	6,64	0,2	5,10	9,26	3,32	1,14	0,21	0,30	»	100,33
18	51,64	1,40	15,23	3,91	6,08	0,20	7,39	10,16	2,97	0,57	0,13	0,11	»	99,79
19	55,06	0,80	18,46	3,06	4,96	0,16	3,51	7,63	3,64	1,00	0,26	1,08	0,27	99,89
20	56,20	0,77	18,75	3,20	4,96	0,17	3,23	7,27	3,70	1,03	0,32	0,68	0,27	100,55
21	58,92	0,60	18,70	2,98	3,88	0,16	2,21	6,47	4,16	1,16	0,23	0,47	0,29	100,03
22	55,24	0,82	18,67	3,00	5,19	0,16	3,67	7,39	3,61	1,17	0,15	0,41	0,25	99,73
23	57,02	0,74	18,27	2,55	5,68	0,23	2,88	7,17	3,84	1,12	—	—	0,27	99,77
24	52,90	0,82	19,64	2,13	7,26	0,19	3,23	8,16	3,61	0,87	0,20	0,59	0,29	99,89
25	53,60	0,82	19,57	2,86	6,61	0,19	3,23	8,16	3,51	0,90	0,23	0,36	0,27	100,31
26	49,46	1,50	17,15	3,05	7,59	0,25	4,76	10,54	3,78	1,54	0,10	0,32	—	100,04
27	50,48	1,87	17,44	3,26	7,16	0,25	5,24	8,02	3,42	1,71	0,06	0,62	—	99,53
28	52,90	1,13	17,54	3,00	6,43	0,17	4,71	8,75	3,73	1,20	0,06	0,27	He обн.	99,89
29	53,20	1,00	17,08	3,00	6,03	0,17	5,79	8,99	3,42	1,20	—	0,31	0,21	100,40
30	52,54	1,08	18,18	2,75	7,07	0,18	4,67	8,39	3,73	1,14	—	0,21	0,25	100,19
31	52,62	0,83	17,08	3,30	6,18	0,16	5,04	9,30	3,21	1,20	0,06	0,28	0,17	99,43
32	52,54	0,97	18,40	5,19	4,65	0,17	4,80	8,68	3,54	1,14	He обн.	He обн.	0,27	100,35
33	53,18	0,89	17,63	2,89	5,89	0,18	6,06	8,74	3,35	1,09	»	»	0,23	100,13
34	54,00	0,30	16,88	1,98	1,60	0,09	1,68	4,86	2,91	2,29	1,04	2,16	0,12	99,91
35	52,06	1,83	17,91	2,76	6,41	0,22	4,04	8,32	3,54	1,97	0,24	0,67	He обн.	99,97
36	54,42	1,32	16,80	3,05	5,99	0,17	4,76	7,25	3,99	1,86	—	—	—	99,61
37	54,08	1,28	16,44	3,00	6,68	0,19	4,42	7,78	3,84	1,72	He обн.	0,07	He обн.	99,50
38	53,48	1,50	17,12	2,71	6,22	0,15	4,29	7,80	3,99	1,88	0,14	0,23	—	99,51
39	54,66	1,84	16,71	3,10	6,18	0,16	3,88	6,69	3,98	2,31	—	—	—	99,51

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Сумма
40	58,88	0,66	16,25	2,75	4,65	0,14	3,44	7,60	3,53	1,24	0,06	He обн.	0,27	99,47
41	65,34	0,32	17,05	2,45	2,29	0,04	1,45	4,98	3,78	1,85	0,16	0,0	0,23	99,94
42	50,96	0,82	18,23	5,94	4,25	0,16	4,72	10,16	3,11	1,14	0,04	0,27	0,32	100,12
43	49,20	0,96	16,11	6,34	6,95	0,17	8,21	10,38	3,19	1,08	0,04	0,45	0,27	103,35
44	50,68	1,14	15,51	3,87	6,09	0,17	8,25	9,52	2,90	1,19	0,02	0,57	0,28	100,19
45	51,06	1,14	17,23	3,67	6,47	0,14	6,70	9,28	3,10	1,38	0,10	0,30	0,30	100,87
46	50,78	1,09	15,66	3,49	7,18	0,12	7,99	9,46	2,90	1,25	0,02	0,23	0,32	100,49
47	50,70	1,16	16,63	5,41	4,97	0,14	7,21	8,98	3,08	1,33	0,06	0,36	0,30	100,33
48	52,20	1,55	16,94	4,36	6,46	0,16	4,16	7,47	4,00	2,02	0,08	0,60	0,40	100,40
49	52,16	1,60	16,92	5,68	5,11	0,17	4,00	8,58	3,94	2,12	0,08	0,68	0,50	100,54
50	51,32	1,39	16,10	3,17	7,04	0,17	6,05	8,80	3,24	1,41	0,12	0,57	0,30	99,68

Вулкан Камень. Лавовый пьедестал: 1 — андезито-базальт, обр. 1626/64; 2 — оливин-плагноклазовый базальт, обр. 162а/64; 3 — андезито-базальт, обр. 489/63. Стратовулкан: 4 — плагноклазовый андезито-базальт, обр. 128а/64, отложения направленного взрыва; 5 — дву-пироксеновый андезито-базальт, обр. 201в/64, лавовый поток; 6 — гиперстеновый андезито-базальт, обр. 165/64, то же; 7 — роговообманковый андезито-базальт, обр. 167/64, то же (западный склон); 8 — афанитовый андезито-базальт, обр. 137а/64, то же; 9 — пироксеновый андезито-базальт, обр. 00/63 (лавовый пик вершины); 10 и 11 — плагноклазовый андезито-базальт, обр. 1060/2 и 1060/8, лавовые потоки; 12 — пироксеновый андезито-базальт, обр. 1060/10, то же; 13 — двупироксеновый андезито-базальт, обр. 93, дайка; дайки в верховье р. Сухой Хапцы; 14 — двупироксеновый андезито-базальт, обр. 139а/64; 15 и 16 — роговообманковый андезит, обр. 139г/64 и 140/64; 17 — плагноклазовый андезито-базальт, обр. 136/64. Древняя экструзия в районе ледника Института вулканологии: 18 — оливин-пироксеновый базальт, обр. 183/64. Экструзии в районе Платины: 19—21 — роговообманковый андезит, обр. 147-22/64, 147-6/64, 147-3/64. Плотина: 22 — то же, обр. 146-2/64. Седло: 23 — то же, обр. 510а, купол Двуглавый; 24 — плагноклазовый андезито-базальт, обр. 147-110/64, дайка; 25 — афанитовый андезит, обр. 147-13/64, в Кулиса. Породы р. Студеной: 26 — афиртовый базальт, обр. 179/64, лавовое озеро в верховьях реки; 27 — то же, обр. 192/64, лавовый поток в долине реки. Вулкан Ключевской: 28 — плагнобазальт, обр. 2756/1, лавовый поток (побочного конуса), высота 2500 м; 29 — порфиритовидный долерит, обр. 2756/3, редкий обломок среди глыб плагнобазальтов, высота 4000 м; 30 — плагнобазальт, обр. 2756/5, лавовый поток, высота 4100 м; 31 — пироксеновый базальт, обр. 2756/8, скальный пик на кромке кратера со стороны рытвины Апахончич; 32 — оливин-плагноклазовый базальт, обр. 25176, резургентные мелкие обломки среди шлаков извержения 1945 г.; 33 — оливин-пироксен-плагноклазовый базальт, обр. 25176, резургентные крупные обломки среди шлаков извержения 1945 г. Вулкан Горный Зуб: 34 — афиртовый дацит, обр. 2117д, лавовый поток в разрезе долины ледника Желтый, Породы района Бараных скал: 35 — мезоплагнофиритовый базальт, обр. 197/64, экструзия Арка; 36 — то же, обр. 255с/64, низ разреза, лава; 37 — мезоплагнофиритовый андезито-базальт, обр. 258д/64, там же; 38 — афанитовый андезито-базальт, обр. 255в, верх разреза, лава; 39 — пироксеновый порфиритовидный микродолерит, обр. 435/64, экструзия левого борта р. Студеной. Вулкан Безымяный: 40 — андезит, обр. 2129, агломеративный поток купола Новый, 1970 г. Вулкан Большая Удина: 41 — биотитовый дацит, обр. 2193в, пемзы у подножия вулкана. Вулканы Ближний и Дальний Плоские: 42 — мезоплагнофиритовый базальт, обр. 2699, толща основания правулкана; 43 — оливин-пироксеновый базальт, обр. 2705, пирокластическая толща; 44 — пироксеновый мезоплагнофиритовый базальт, обр. 2714, толща мезоплагнофиритовых лав; 45 — плагнобазальт, обр. 2716/2, потоки с шаровой отдельностью, там же; 46 — оливин-пироксеновый мезоплагнофиритовый базальт, обр. 2717, там же; 47 — пироксен-плагноклазовый базальт, обр. 2718/1, там же; 48 — микрогаббро, обр. 2738/2, некк, там же; 49 — субафиритовый базальт, обр. 2749, лавовый поток, там же; 50 — оливин-плагноклазовый базальт; обр. 2712/3, вершинная толща.

Анализы выполнены в химической лаборатории ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитики: О. М. Табакова, Т. В. Долгова, Н. Р. Гусакова, З. И. Беляцкая, Г. Ф. Князева, И. М. Ершова, Г. Л. Лец.

Химические анализы включений в вулканических породах Ключевской группы вулканов

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Суммы
Базальт-андезито-дацитовая формация														
1	67,10	0,55	15,72	1,41	2,04	0,11	1,17	4,49	4,00	3,10	0,24	—	0,37	100,30
2	64,02	0,67	15,71	1,85	3,30	0,15	2,37	5,47	3,88	2,40	0,15	—	0,63	100,60
3	56,54	0,78	15,80	7,52	0,28	—	8,56	6,44	2,87	1,14	0,22	0,10	0,16	100,4
4	54,96	0,99	18,07	0,66	1,26	0,10	5,58	12,52	4,42	0,54	0,26	0,08	0,24	99,68
5	50,90	0,61	20,69	4,16	4,54	0,15	4,37	10,21	3,48	0,60	0,27	0,10	0,12	100,20
6	48,50	0,20	31,15	1,01	0,57	0,20	0,38	15,02	2,40	0,29	0,23	0,18	0,46	100,59
7	47,38	0,20	30,13	1,14	1,46	0,04	2,09	14,83	1,79	0,31	0,24	0,28	0,23	100,12
8	46,84	0,85	24,55	6,40	3,87	0,17	4,33	10,60	2,29	0,24	0,08	0,22	0,04	100,48
9	56,00	0,46	16,79	4,06	4,97	0,25	4,57	7,27	3,86	1,16	0,11	0,36	0,37	100,23
10	55,32	0,93	17,56	6,41	2,44	0,20	4,43	8,55	3,29	0,92	—	0,11	0,10	100,26
11	54,32	0,78	17,24	4,63	3,94	0,16	5,40	8,60	3,13	0,93	0,18	0,23	0,65	100,19
12	51,04	0,68	15,22	4,84	3,96	0,21	9,25	10,65	2,41	0,70	0,10	0,20	0,17	99,43
13	50,66	0,60	10,87	4,32	6,95	—	11,81	10,98	2,28	0,77	—	0,05	0,84	100,13
14	48,54	1,08	12,52	3,28	7,14	0,23	12,44	11,10	2,28	0,48	0,35	0,04	0,25	99,73
15	48,47	0,93	19,44	2,73	6,95	0,20	7,30	10,59	2,49	0,38	0,17	0,06	0,22	99,93
16	48,44	0,50	15,04	2,43	4,42	0,16	11,89	13,61	1,79	0,19	0,25	0,24	0,63	99,59
17	48,28	0,42	9,98	3,08	7,80	0,24	18,87	7,44	1,35	1,08	0,28	0,18	0,45	99,45
18	48,28	0,85	13,98	4,63	5,95	—	8,72	13,76	2,54	1,01	—	0,03	0,38	100,13
19	47,92	0,86	8,66	5,72	5,82	0,24	17,68	10,23	1,33	0,31	0,05	0,16	1,00	99,98
20	46,64	0,80	18,68	3,57	4,88	0,19	8,36	9,51	2,77	3,25	0,32	0,06	0,82	99,85
21	39,00	1,83	16,92	9,08	8,67	0,17	7,56	13,25	1,75	0,32	0,29	He обн.	0,37	99,21
22	46,50	0,86	14,81	11,25	2,13	0,23	11,20	9,93	1,83	0,36	0,09	0,16	0,52	99,87
23	45,26	0,82	16,22	11,02	3,79	0,18	8,34	10,96	2,32	0,28	0,23	0,06	0,30	99,78
24	40,12	1,75	19,44	7,55	7,90	0,19	8,13	12,04	2,04	0,42	—	0,11	0,26	99,95
25	36,88	3,22	12,41	15,30	11,78	0,23	6,74	11,69	1,26	0,36	0,23	—	0,23	100,33
26	48,96	1,22	15,71	7,24	6,61	0,18	5,50	9,54	3,72	1,02	0,33	—	0,26	100,29
27	55,28	0,82	18,59	3,89	4,68	0,22	3,67	7,58	3,63	1,01	0,30	—	0,46	100,13
28	55,96	0,65	16,49	8,19	2,84	—	3,87	7,56	3,04	1,13	—	—	0,40	100,13
29	53,26	0,80	16,53	8,26	2,24	—	4,88	8,40	3,18	1,03	—	0,12	0,61	99,31
30	50,96	0,74	17,90	12,99	0,67	0,20	5,10	8,68	2,13	0,48	—	0,06	0,30	100,21
31	45,28	0,22	16,19	3,26	4,83	0,16	12,52	16,12	0,75	0,16	0,13	—	0,40	100,02
32	43,12	0,68	5,32	7,39	8,53	0,25	27,50	4,88	1,05	0,28	0,25	0,18	0,12	99,55
33	40,62	0,76	17,55	16,55	1,63	—	8,44	11,30	2,34	0,53	—	—	0,33	100,05
34	50,90	0,80	15,95	3,57	4,22	0,21	8,27	11,31	2,88	0,24	0,35	0,32	0,53	99,55
35	50,18	0,85	16,56	4,23	4,77	0,26	9,04	10,17	2,22	0,24	0,34	0,06	0,25	99,17
36	49,54	0,87	9,94	3,14	6,70	0,39	18,90	7,26	1,16	0,33	0,28	0,60	0,48	99,59
37	44,26	1,77	14,32	5,87	7,27	0,19	11,20	10,88	2,46	0,60	0,08	He обн.	0,36	99,26
38	50,60	0,87	20,00	2,85	5,95	0,25	7,81	8,08	2,55	0,70	0,47	0,32	0,14	100,59

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
Базальт-андезито-базальтовая формация														
39	32,04	0,51	10,86	3,38	1,54	0,57	4,17	44,35	1,03	0,16	—	0,32	0,66	99,59
40	52,82	0,87	16,21	2,88	6,32	0,17	6,59	9,06	3,21	1,13	0,10	—	0,28	99,64
41	53,00	1,08	17,02	2,52	6,49	0,15	6,04	8,81	3,42	1,02	0,18	—	0,18	99,91
42	53,50	1,08	15,90	2,21	6,61	0,17	5,63	9,54	3,42	1,02	0,20	—	0,18	99,46
43	41,08	1,77	11,66	6,59	14,37	0,26	13,76	8,39	1,77	0,40	0,11	—	0,19	100,35
44	43,70	0,35	21,72	1,21	7,01	0,12	11,59	12,46	1,10	0,32	0,13	—	0,21	99,92
45	46,84	1,10	18,47	4,07	5,63	0,14	8,30	12,52	2,06	0,49	0,22	—	0,18	100,02
46	47,38	0,80	18,49	4,85	6,03	0,15	5,92	11,48	3,10	0,74	0,19	—	0,37	99,50
47	59,42	0,35	18,74	4,26	1,36	0,04	3,06	5,48	3,96	1,12	0,23	2,05	0,46	100,53
48	62,20	0,17	18,16	1,36	3,38	0,05	3,24	6,69	3,68	0,87	0,29	0,05	0,10	100,24
49	69,18	0,09	16,48	1,21	1,38	0,01	1,03	2,64	5,01	2,75	0,18	0,51	0,10	100,57
50	63,81	0,18	17,54	1,64	3,36	0,04	3,60	4,80	3,52	1,42	0,18	0,02	0,11	100,22
51	47,10	1,20	8,20	4,17	9,08	0,16	17,57	9,54	1,81	1,10	0,49	—	0,04	100,46
52	52,26	1,13	16,74	4,26	5,46	0,18	5,50	8,02	3,53	1,24	0,36	0,96	—	99,64
53	46,74	0,66	22,55	3,13	5,02	0,10	6,42	12,03	2,10	0,40	0,23	0,18	0,17	99,73
54	53,86	1,00	15,80	3,57	5,54	0,17	5,67	8,69	3,42	1,29	0,30	0,10	—	99,41

Вулкан Овальная Зимица: 1 — кварцевый монзонит, обр. 2171; 2 — монзонит, обр. 2175; 3 — плавный кварцевый монзонит, обр. 2170А; 4 — пироксен-плагноклазовый кристаллический сланец, обр. 2167. Вулкан Горный Зуб: 5 — среднерннее стекловатое пироксеновое габбро, обр. 2105Б; 6 — анортозит, обр. 2105К; 7 — то же, обр. 2105д; 8 — габбро-анортозит, обр. 130. Вулкан Безмянный: 9 — андезит-базальт (стекловатый спессартит), обр. 125Г, гомогенное включение; 10 — то же [24]; 11 — стекловатый спессартит, обр. 150Г/2, контактная оторочка вокруг ксенолита; 12 — плагноклаз-амфиболовый гнейс, обр. 2142Г; 13 — биотитизированный амфиболитизированный ороговикованный пироксеновый базальт, обр. 580А [77]; 14 — сильно ороговикованный амфиболитизированный базальт (амфиболит), обр. 2127А; 15 — крупнозернистое амфиболовое габбро, обр. 2142Б; 16 — мелкозернистый амфибол-полевошпатовый гнейс, обр. 2157; 17 — гиперстен-амфиболовый кристаллический сланец, обр. 2142к-2; 18 — базальт, близкий к обр. 13 [77]; 19 — амфиболитизированный пироксенит, обр. 150Г/1; 20 — биотит-пироксен-плагноклазовый сланец, обр. 2142м; 21 — мелкозернистый черный амфиболит, обр. 2142в; 22 — амфиболитизированное габбро, обр. 150в/1; 23 — амфиболит, обр. 2142п; 24 — амфиболитизированное габбро [24]; 25 — амфиболитизированное габбро-норит, обр. 2134ж; 26 — амфиболитизированное и биотитизированное ороговикованное лейкогаббро, обр. 2128б. Вулкан Большая Удина: 27 — среднерннее пироксеновое габбро, обр. 2202А; 28 — андезит-базальт, гомогенное включение [118]; 29 — то же; 30 — амфиболовый габбро-норит [118]; 31 — пироксен-плагноклазовый кристаллический сланец, обр. 2203з; 32 — крупнозернистый амфиболитизированный перидотит, обр. 2189-8; 33 — амфиболовое габбро [118]. Гора Успенская: 34 и 35 — амфибол-пироксен-плагноклазовые сланцы, обр. 2239г и 2219г; 36 — амфиболитизированный плагноклаз-гиперстеновый кристаллический сланец, обр. 2239ж; 37 — полевошпатовый амфиболит, обр. 2235в. Вулкан Шини: 38 — биотит-гиперстен-плагноклазовый кристаллический сланец, обр. 2259. Вулкан Ключевская: 39 — меллит [90]; 40 — оливин-пироксеновое порфировидное габбро, обр. 2759/4; 41 — лейкократовое габбро, обр. 2756/3; 42 — габбро-норит, обр. 2756/3А. Вулкан Плоский Толбачик (юго-юго-западная региональная зона): 43 — пироксен-оливиновое габбро, обр. 2775А-2; 44 — габбро-анортозит, обр. 2775А; 45 — катаклазированное габбро, обр. 2774А; 46 — оливин-пироксеновое габбро, обр. 2774В; 47 — тонкополосчатый ороговикованный песчаник, обр. 30/71, колл. Д. Стратулы; 48 и 49 — вспененные белые пемзы, обр. 40/71 и 91/71, колл. та же; 50 — андезит-дацит с флюидально-полосчатой текстурой, обр. 41/71, колл. та же; 51 — метаморфизованный базальт, обр. 42/71. Вулкан Дальний Плоский (региональная зона): 52 — стекловатое пироксен-плагноклазовое габбро, обр. 2721/3; 53 — габбро-анортозит, обр. 2750/2; 54 — пироксен-плагноклазовое трахитоидное габбро, обр. 2733А. Анализы выполнены в химической лаборатории ИВ ДВНЦ АН СССР. Аналитики: Н. Р. Гусакова и Г. Ф. Князева.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Развитие представлений о строении и происхождении Ключевской группы вулканов	7
Глава II. Тектоническое районирование	11
Глава III. Вулканические сооружения Ключевской группы	22
§ 1. Стратиграфическая схема и ее фактическое обоснование	22
§ 2. Группа Плоских сопок и вулкан Средний	30
§ 3. Вулкан Ключевской	43
§ 4. Вулкан Камень	59
§ 5. Вулкан Безымянный	77
§ 6. Вулканическая группа Зимних сопок	89
§ 7. Вулканическая группа Удиных сопок	107
§ 8. Толбачинская группа вулканов	115
§ 9. Хапиченское плато	136
§ 10. Экструзивно-лавовые образования долины р. Студеной	140
Глава IV. Формации вулканических пород Ключевской группы и проблема их генезиса	152
§ 1. Геолого-петрологические критерии выделения и типы формаций	152
§ 2. Состав пород формаций	155
§ 3. Состав включений в вулканических породах	168
§ 4. Строение и состав земной коры в районе Ключевской группы вулканов	186
§ 5. Магматические очаги	193
§ 6. Типы базальтов Ключевской группы вулканов	197
§ 7. Общая схема тектоно-магматического процесса	205
Заключение	208
Список литературы	211
Приложение 1. Новые химические анализы пород вулканов Ключевской группы	219
Приложение 2. Химические анализы включений в вулканических породах Ключевской группы вулканов	221
Приложение 3. (вкладка). Геолого-петрографическая схема Ключевской группы вулканов	

Валерий Александрович Ермаков

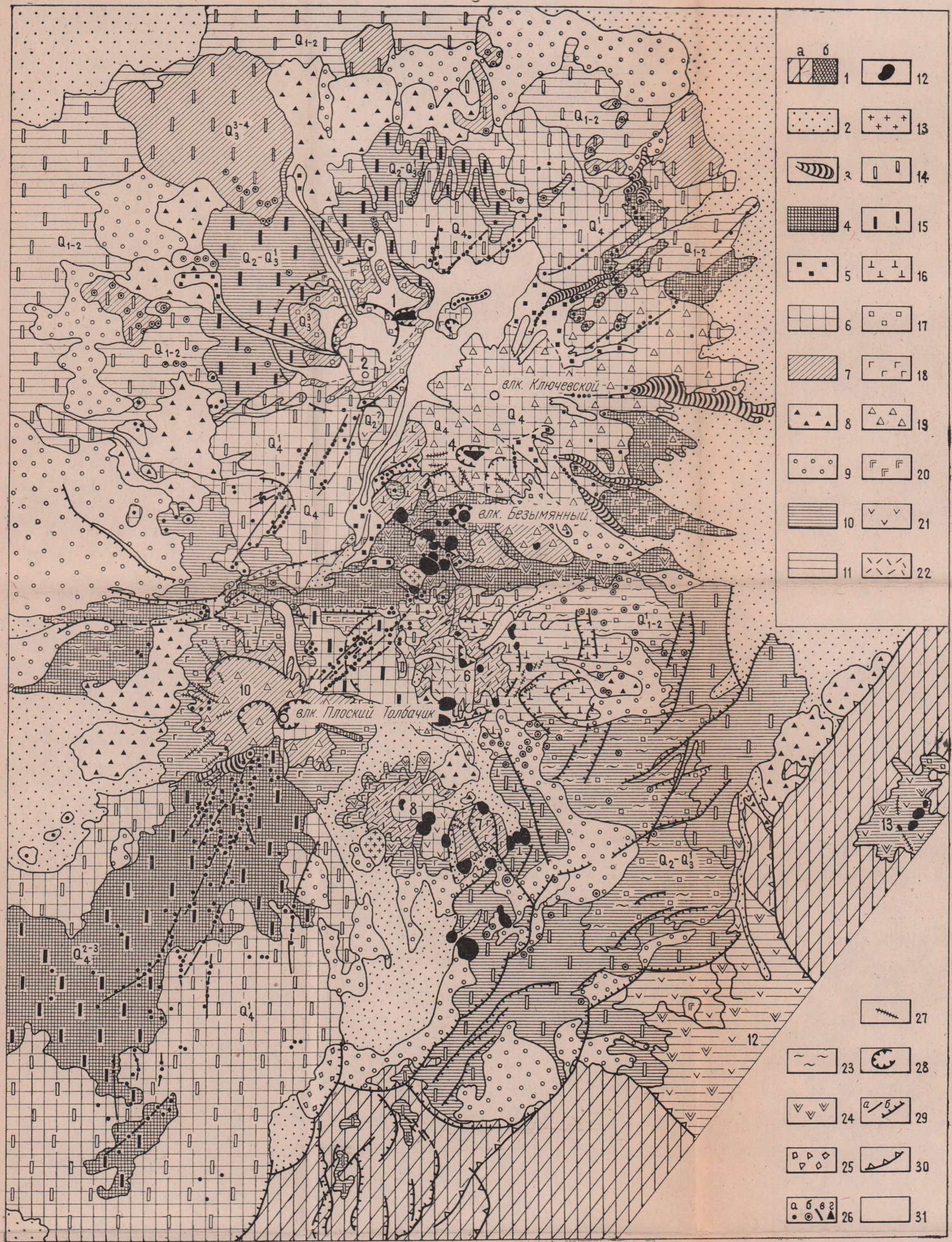
**Формационное расчленение четвертичных
вулканических пород**

Редактор издательства З. А. Смирнова
Переплет художника В. В. Кошмина
Художественный редактор
В. В. Евдокимов
Технический редактор Н. В. Жидкова
Корректор Р. Я. Ускова

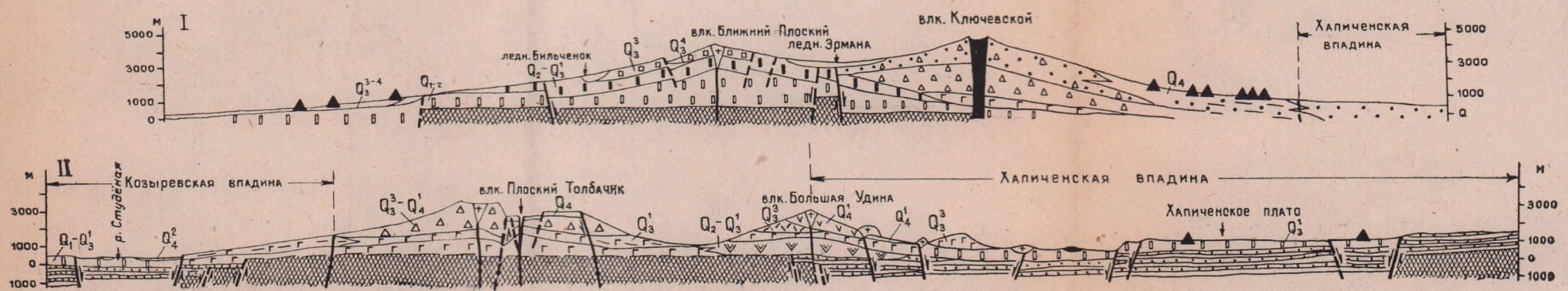
Сдано в набор 17/XII 1976 г.
Подписано в печать 16/IV 1977 г.
Т-06192 Формат 60×90¹/₁₆ Бумага № 2
Печ. л. 14,625 (с вкл.) Уч.-изд. л. 15,74
Тираж 730 экз. Заказ 2605/6242-1
Цена 2 р. 54 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 6
Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета
Министров СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 21.



Разрез



Геолого-петрографическая схема Ключевской группы вулканов.

Отложения: 1 — палеоген-миоцен-плистоценовые складчатого фундамента; (а — на схеме, б — на разрезе); 2 — нерасчлененные четвертичные пролювиально-пирокластические и озерные; 3 — продукты исторических извержений; 4 — позднеголоценовые (Q_4^{2-3}); 5 — морены голоценового оледенения; 6 — нерасчлененные голоценовые (Q_4); 7 — позднелайстоценовые, начиная со II фазы оледенения (Q_3^{3-4}); 8 и 9 — морены II и I фаз позднелайстоценового оледенения; 10 — средне-позднелайстоценовые; до начала оледенения ($Q_2-Q_1^1$); 11 — ранне-среднелайстоценовые (Q_{1-2}); 12-13 — экструзии соответственно голоцена и позднего плейстоцена. Горды: 14 — мегалагиофировые лавы (базальты, андезито-базальты); 15 — нерасчлененные мезо- и микролагиофировые базальты; 16 — оливин-пироксен-плагиоклазовые и порфириновые базальты, порфириновые микродолериты; 17 — оливин-плагиоклазовые базальты; 18 — пироксен-плагиоклазовые базальты, андезито-базальты; 19 — плагиобазальты; 20 — оливин-пироксеновые базальты; 21 — двупироксеновые андезиты; 22 — гиперстенные андезиты, андезито-дациты; 23 — афирные базальты; 24 — роговообманковые андезиты (смешанный крап указывает на присутствие разных пород); 25 — отложения направленных взрывов; 26 — центры ареальных и побочных извержений (а — голоценовые, б — позднелайстоценовые, в — голоценовые трещинные, г — на разрезе); 27 — дайки; 28 — кальдеры и воронки взрыва; 29 — вулканотектонические трещины (а — разрывы, б — со смещением); 30 — региональные разломы со смещением в сотни метров; 31 — ледники; названия вулканов (цифры на схеме) см. рис. 2

2 р. 54 к.

2234

НЕДРА