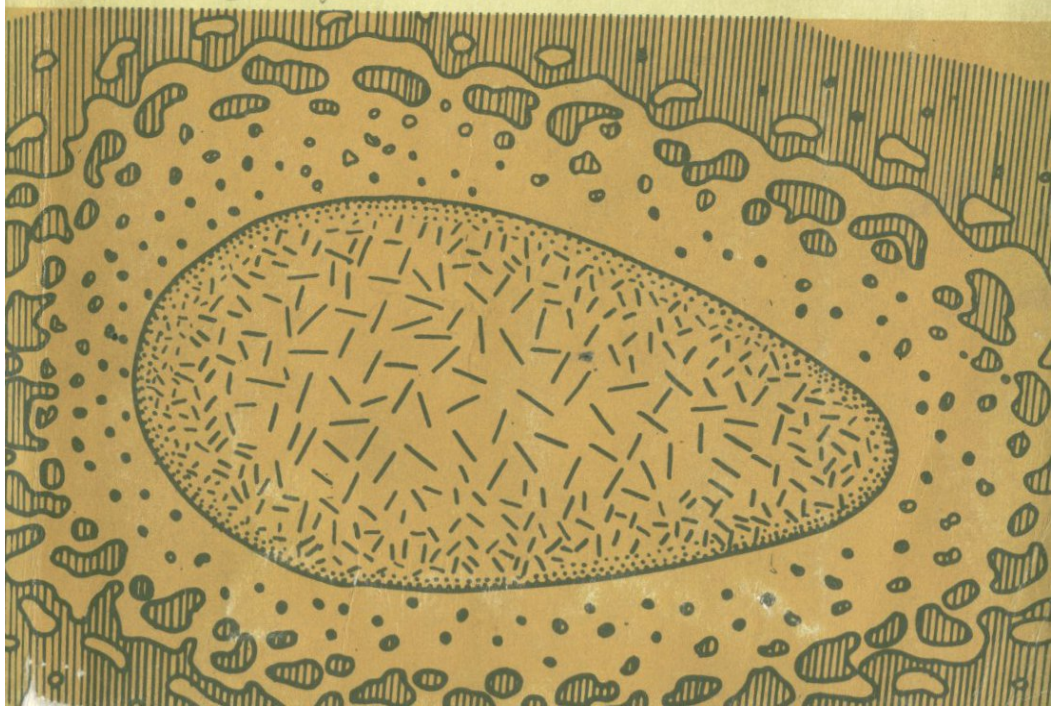


5-94-4
Ю. П. Масуренков

ВУЛКАНЫ над интрузиями

94-6-4



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

Ю. П. Масуренков

ВУЛКАНЫ НАД ИНТРУЗИЯМИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1979



3191

Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979 г.

Монография посвящена исследованию взаимосвязи между наземными и глубинными формами магматизма. Рассмотрены геометрические параметры системы вулкан—очаг, установлена связь между ними и составом вулканитов. Построена гидростатическая модель вулкана, объясняющая эту связь и закономерности смены состава вулканитов в глобальных структурах Земли.

Исследована термическая история системы вулкан—очаг по данным термометрии включений и расчетов. Введены понятия предельного вулкана, предельного гранитного объема и предельной плотности теплового потока, отражающих экстремальное состояние системы вулкан—очаг.

На основании данных о кристалличности вулканитов, составе породообразующих минералов, ксенолитов и включений реконструируются условия и механизм магмообразования. Аргументируется открытость и неравновесность магматических систем. Показаны закономерности геодинамического состояния вулcano-плутонических ассоциаций, их связь с общей эволюцией эндогенного потока вещества и энергии.

Табл. 25, ил. 69, библи. 240 назв.

Ответственный редактор

К.Н. РУДИЧ

Понятие "вулканы над интрузиями", вынесенное в заглавие книги, при всем фразеологическом подобии термину Джаггара "интрузии под вулканами" отличается от него не только преимущественным вниманием автора к вулканизму. Оно используется для обозначения более глубоких и существенных связей между разными формами магматизма, чем это следует из простого сопоставления вулканов с субвулканическими телами. В понятие "вулканы над интрузиями" вложена идея эндогенной радиально протяженной системы взаимосвязанных магматических, метасоматических, рудогенерирующих и структурообразующих процессов, непрерывной и устойчивой частью которых является вулканизм. Как экстремальная форма движения вещества и энергии вулканизм означает достижение системой наибольшей плотности эндогенного потока.

Невозможно согласиться с представлениями о независимости вулканизма от размаха и глубины внутрипланетных превращений — настолько эндогенным по своей сущности является этот процесс. Кратером завершается не только вулкан. Кратер венчает вершину гигантского конуса, основание которого теряется в недрах планеты. Нет лучшего способа познать самые интимные и глубинные процессы эволюции планетного вещества, чем изучение вулканизма. Это не преувеличение, потому что процессы, овеященные в интрузивной породе, метаморфите или руде, являют лишь конечные стадии эволюции, ничего или почти ничего не сохранившие от длительности и сложности ее путей.

В этой книге сделана попытка представить вулканизм как источник новой информации об эндогенном режиме Земли и, прежде всего, оценить размеры, форму и "наполнение" того самого конуса, вершиной которому служит вулкан. Именно в этом смысле за таким природным феноменом закреплено наименование "вулкан над интрузией". Как будет показано ниже, интрузии вместе с вулканами действительно образуют центральный фрагмент мощных дренажных систем планеты.

Книга разделена на три части, тесно между собой связанные и освещающие разные стороны проблемы. В первой части описываются элементарные свойства предмета исследования: формы, размеры, положение в трехмерном пространстве, соотношение частей между собой и с составом магматических расплавов. Морфологическая информативность явления оказывается весьма емкой и обнаруживает ряд важнейших закономерностей взаимосвязи вулкано-плутонизма и его места в геодинамике.

Реконструкция геометрических параметров системы вулкан—очаг вновь выдвинула проблему завоевания магмой пространства. Это потре-

бовало специального изучения вещественного состава вулканитов, чему посвящена вторая часть работы. В ней реализуется системный подход к извлечению из состава и фазовых соотношений в вулканите информации о механизме магмообразования. Главное внимание уделено включениям в вулканических породах и реликтовым фазам. Показано, что разнообразие состава магм обусловлено, в первую очередь, различием в составе домагматического субстрата.

Агрегатное состояние магм, температурные условия плавления—кристаллизации, глубина и энергетика процессов, формирующих систему вулкан—очаг, обсуждаются в третьей части. Были использованы методы гомогенизации расплавных включений в минералах-вкрапленниках, модельные построения на основе математических и теплофизических приемов, предложены способы петрогеохимического картирования очаговых зон и их интерпретации.

Автор надеется, что несмотря на недостатки, вероятные при широком охвате проблемы, ему удалось показать в естественном единстве и целостности одно из важнейших событий в эволюции Земли — вулканизм как следствие и апофеоз мощного внутрпланетного перераспределения вещества и энергии.

При подготовке рукописи к печати большую помощь оказали В.В. Ананьев, В.А. Базанов, Л.И. Базанова, Е.С. Бобкова, Г.С. Волкова, К.З. Гребзды, В.К. Костырева, Э.Я. Лангер, С. Минаева, В.А. Подтабачный, Л.Е. Усанова, за что автор искренне благодарен им. Особую признательность он выражает Л.Л. Зубаревой, Л.А. Комковой, Л.К. Шаруновой и Ю.Н. Шуваловой, взявшим на себя основную тяжесть работы над оформлением рукописи.

ГЕОМЕТРИЯ СИСТЕМЫ ВУЛКАН – ОЧАГ КАК ОТРАЖЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ ВУЛКАНИЗМА И СОСТАВА МАГМ

Глава I

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНОВ, ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ, ИХ ИЕРАРХИЯ И ГЕОМЕТРИЗАЦИЯ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВУЛКАНОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ПЛАНЕТЫ

В настоящее время на земном шаре насчитывается 808 действующих вулканов (Влодавец, 1974). Учитывая систематичность и достаточно высокую детальность современных геолого-географических исследований континентальной части планеты, можно предположить, что это число приблизилось к пределу и дальнейшим сколько-нибудь существенным изменениям не подлежит. Однако ретроспективный взгляд на динамику вовлечения активных вулканов в обиход науки оснований для подобных суждений пока не дает. Динамика открытий действующих вулканов растет в ходе исследований XVIII—XX столетий. Сохранение в будущем современного темпа прироста действующих вулканов (за последние 10 лет — 20 вулканов в год) привело бы к следующему их увеличению — в 2000 году до 1300, в 2050 году до 2300, в 2100 до 3300 и т.д. Следует обратить внимание на то, что из числа известных в настоящее время действующих вулканов на долю подводных приходится менее 70, т.е. всего около 9%. Следовательно, сегодня нам достоверно известно географическое положение преимущественно наземных вулканов. Это существенно ограничивает возможность установления глобальной закономерности распространения всех действующих вулканов. Дальнейший их прирост в результате изучения океанического ложа может заметно изменить наши представления об их количестве и распространении.

В настоящее время в основу пространственного распределения активных вулканов мира положен структурный принцип (Ритман, 1964; Апродов, 1965; Лучицкий, 1971; Макдональд, 1975; Святловский, 1975). Мною принято такое деление действующих вулканов мира, которое отвечает следующим структурно-тектоническим позициям:

1. Океанические впадины.
2. Островные дуги (сложнопостроенные и элементарные).
3. Орогены.
4. Континентальные платформы.

Таблица 1

Интенсивность современного вулканизма в глобальных структурах Земли

Признаки интенсивности вулканизма	Океаны	Островные	
		Элементарные	
Количество действующих вулканов	109	167	
Плотность вулканов на 1 млн. км ² *	0,4	—	
Плотность вулканов в рядах, км/вулкан**	90; 50	57; 50	
Количество эруптивных циклов с XV в.	270	529	
Количество эруптивных циклов на 1 вулкан с XV в.	2,4	3,2	

Примечание. Таблица составлена, в основном, по данным В.И. Влодавца (1974).

Вулканы и интенсивность вулканизма распределяются между этими структурами следующим образом: наиболее вулканогенными являются сложнопостроенные островные дуги (табл. 1). Здесь сосредоточено наибольшее количество вулканов, наблюдается наибольшая их концентрация на единицу площади, они расположены наиболее плотно в рядах, характеризуются наибольшим количеством эруптивных циклов, т.е. являются самыми активными вулканами. К орогенам и элементарным островным дугам вулканогенность снижается и достигает минимума в океанах и на платформах. Обращает на себя внимание большое сходство океанов и континентов в показателях вулканогенности. На их территории вулканы распределены весьма неравномерно. Основными вулканическими структурами в них являются соответственно срединно-океанические хребты и сводово-рифтовые зоны, обладающие некоторыми чертами морфологического сходства.

За крайней неравномерностью распределения вулканов на земной поверхности выявляется четко проявленная структурно-геологическая закономерность. Существо ее состоит в одновременном увеличении вулканогенности и мобильности глобальных структур. Наиболее интенсивные, контрастные и разнородные тектонические движения свойственны сложнопостроенным островным дугам переходного к орогенам типа. Именно с этими структурами связаны наиболее многочисленные и интенсивные проявления современного вулканизма. Эта закономерность связи вулканизма с тектоникой была ранее выведена и закреплена в понятии районов наибольшей тектонической активности (Масуренков, 1957, 1962₁). Здесь особо важным является не столько собственно интенсивность тектонических движений, сколько их контрастность и разнохарактерность (вертикальные и горизонтальные, дизъюнктивные и пликативные) в сочетании с интенсивностью. Действительно, всеми этими признаками в наибольшей мере обладают сложнопостроенные островные дуги. В элементарных

дуги		Орогены	Континентальные платформы	Планета в целом
Сложные	По дугам в целом			
324	491	123	85	808
—	16,4	8,2	0,4	1,6
49; 41	54; 44	79; 62	90; 65	—
1657	2186	417	173	3046
5,1	4,4	3,4	2,0	3,8

* Площадь структур оценивалась по гипсографической кривой В.Н. Степанова (1959).

** Приведены результаты разных способов подсчета.

островных дугах общее поднятие и складчатость не проявлены в столь полной мере; в орогенах при очень высокой интенсивности поднятия контрастность движений заметно снижена, а эпоха складчатости завершена. Но все же общий тектонический тонус элементарных островных дуг и орогенов существенно отличает их от "флегматичности" океанических и континентальных платформ. Это и сказывается на соответствующем распределении количества вулканов и их активности.

ВЫВОДЫ

Неравномерность распределения действующих вулканов по поверхности планеты соответствует в целом ее структурно-геологическому членению: вулканогенность возрастает от структур относительно стабильных к мобильным, достигая максимума в островных дугах.

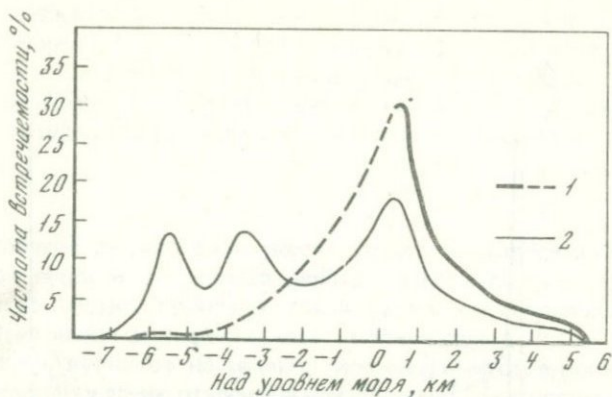
ГИПСОМЕТРИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВУЛКАНОВ, СОСТОЯНИЕ И ПРОГНОЗ

Первые шаги к пониманию основных закономерностей гипсометрического или радиального распределения вулканов сделаны при рассмотрении особенности их географической и структурно-тектонической распространенности. Существующие воззрения на вероятность огромного по масштабу вулканизма на дне океанов, представления о большой глубинности геосинклинального вулканизма или данные об эволюции вулканизма в ходе геосинклинально-орогенных преобразований естественно должны были вызвать к жизни вопрос: зависит ли вообще интенсивность вулканизма от гипсометрии? Действительно, от решения вопроса о соотношении вулканизма с вертикальными тектоническими движениями поверхности планеты, играющими столь серьезную роль в ее жизни, зависит понимание

сущности и роли самого вулканизма в развитии планеты. К этому решению можно приблизиться, представив себе распределение современных вулканов вдоль гипсографической кривой поверхности Земли.

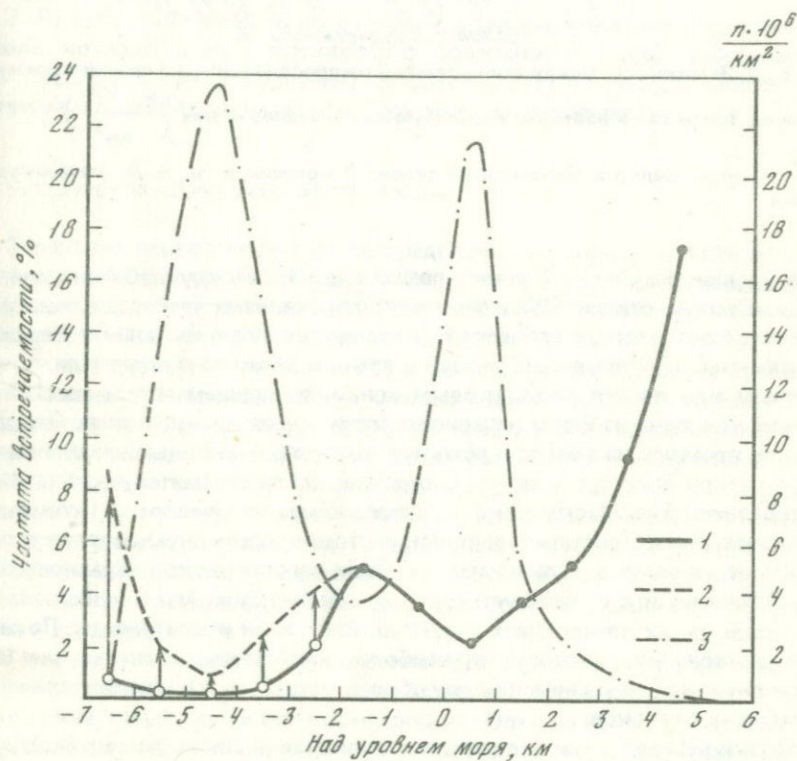
На основании сведений о высоте фундамента современных действующих вулканов была построена вариационная кривая их распространенности (рис. 1). На рисунке видно, что наиболее благоприятной для возникновения вулканов является высота $(-1) - (+1)$ км над уровнем моря, так как именно в этом интервале сконцентрировано более 50% всех действующих вулканов. В сторону высоких наземных и низких подводных уровней количество вулканов уменьшается. Достоверность океанической и наземных частей вариационной кривой не может быть одинаковой вследствие существенной диспропорции в степени изученности суши и морского дна. Чтобы получить более надежные критерии оценки гипсометрической распространенности вулканов, их количество на каждом уровне было сопоставлено с его площадью и рассчитана плотность вулканов на нем (рис. 2). Такой подход совершенно по-иному осветил роль гипсометрии в вулканизме; он показал сопряженность интенсивности вулканизма, отраженной в количестве вулканов, приходящихся на единицу площади, с интенсивностью вертикального поднятия (коэффициент корреляции 0,75). На рис. 2 показана также приведенная плотность вулканов, рассчитанная из допущения, что вся совокупность действующих вулканов распределяется по гипсометрическим уровням аналогично рассмотренной выборке, составляющей половину генеральной совокупности. Сопоставление вариационной кривой площадей гипсометрических уровней с кривой плотностей вулканов обнаруживает явную неслучайность их взаимного положения для наземной и мелководной областей — областей наиболее достоверно охарактеризованных. Их поведение указывает на высокую вероятность обратной зависимости. Для проверки гипотезы был построен график в координатах: частота встречаемости гипсометрических уровней — плотность вулканов на них (рис. 3). Он однозначно показал наличие связи, близкой к обратной. От нее существенно отклоняются лишь "глубоководные океанические" точки.

Показательно направление этих отклонений — во всех случаях в сторону меньших плотностей. Подобное отклонение можно связать преимущественно с неполнотой наших сведений о плотности действующих вулканов в океанических глубинах, так как неточностью оценки площадей соответствующих глубин, по-видимому, можно пренебречь. Если исходить из этого предположения и допустить, что на глубинах 2—7 км действует тот же закон обратной зависимости между плотностью вулканов и распространенностью соответствующего им уровня, то появляется возможность прогноза интенсивности современного вулканизма на дне океанов: в значения плотностей вулканов для океанических глубин вносятся поправки, соответствующие кривой для надводных вулканов (см. рис. 3). Откорректированное таким образом положение плотностной кривой на рис. 2 позволяет сформулировать принцип гипсометрического размещения вулканов на поверхности Земли. Он гласит: наиболее благоприятными для развития вулканизма являются гипсометрически экзотич-



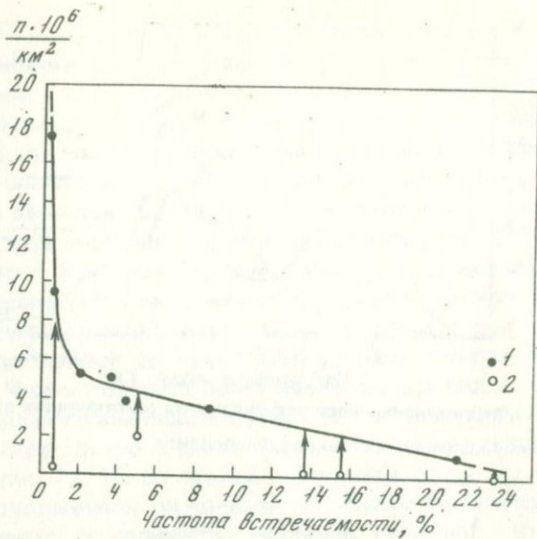
Р и с. 1. Распределение высоты фундамента действующих вулканов

1 — современное состояние; 2 — прогноз



Р и с. 2. Распределение гипсометрических уровней и плотностей вулканов на поверхности Земли

1 — рассчитанная плотность действующих вулканов; 2 — ожидаемая плотность действующих вулканов в океане; 3 — распределение гипсометрических уровней



Р и с . 3. Зависимость между относительной распространенностью гипсометрических уровней Земли (%) и плотностью действующих вулканов на них $\left(\frac{п \cdot 10^6}{км^2}\right)$

1 — суша, шельф и материковый склон; 2 — океаны и частично материковый склон

ные уровни планеты — шовные и граничные зоны между стабильными плитами. Степень относительного развития вулканизма тем выше, чем уникальнее соответствующая зона в гипсометрическом членении поверхности планеты. Тяготея в наибольшей степени к аномально поднятым, погруженным или просто межплитовым зонам, вулканизм может рассматриваться как одна из форм неравновесности планетного вещества. Эти данные не отвечают на вопрос о роли вулканизма в состоянии неравновесности: то ли он приводит к этому состоянию, то ли стремится вернуть его в равновесие. Гипсометрическое распределение плотности действующих вулканов лишь констатирует пространственно-временную сопряженность наиболее активного вулканизма с зонами изостатической неравновесности. Известно, что существует хорошая компенсация масс (изостазия) в масштабе таких планетарных структур, как океан и континенты. Локальные отклонения от изостазии наиболее характерны и интенсивны для островных дуг, океанических желобов и орогенов, т.е. гипсометрически аномальных районов.

Пользуясь данными о плотности вулканов и площади соответствующих уровней, рассчитываем ожидаемое количество вулканов на уровнях (км): больше (–6) — 34, (–6) — (–5) — 174, (–5) — (–4) — 84, (–4) — (–3) — 175, (–3) — (–2) — 112. Общее количество активных вулканов должно составлять, таким образом, около 1300. Распределение их показано на рис. 2. В ожидаемой генеральной совокупности сравнительно с современной выборкой сохраняется максимум на уровне (–1) — (+1)

км за счет вулканов островных дуг и появляются два новых: (-4) — (-3) — материковый склон и (-6) — (-5) — склоны глубоководных впадин. Если судить по предполагаемому приросту вновь открываемых действующих вулканов, то, по-видимому, уже к 2000 году темп открытия активных вулканов должен приблизиться к пределу.

ВЫВОДЫ

1. Установлена прямая зависимость между высотой гипсометрических уровней суши и плотностью действующих вулканов на них. Это обстоятельство решает проблему связи наземного вулканизма с входящими тектоническими движениями положительно.

2. Плотность вулканов на разных гипсометрических уровнях Земли обратно пропорциональна относительной площади этих уровней. От этой закономерности несколько отклоняются ложе океана и особенно глубоководные впадины, характеризующиеся дефицитом вулканов, что может быть связано с недостаточной изученностью.

3. Преимущественная связь вулканов с такими участками поверхности Земли, которые резко отклоняются от поверхности геоида (достоверная для положительных отклонений) свидетельствует о принадлежности вулканизма к одной из форм неравновесности планетогенеза.

ИЕРАРХИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Осознание неравномерности распределения вулканов по поверхности планеты представляет собой первый шаг в направлении иерархизации вулканических сообществ. Так статистический анализ координат вулканов, предпринятый в начале XX столетия Арльдом (Лучицкий, 1971), и ряд других исследований привели к представлению о двух великих вулканических зонах: Тихоокеанской и Средиземноморской. По существу, это представление легло в основу современного принципа соподчинения вулканических ассоциаций, получившего наиболее полное выражение в работе И.В. Лучицкого (1971). Он называет указанные зоны тектоническими поясами и дальнейшее членение проводит по тектоническому же принципу: на вулканизм островных дуг и вулканизм зон молодой складчатости. Современный вулканизм континентальных сводов расчленяется по конкретным поднятиям, а океанических структур — по океаническим поднятиям и зонам разломов.

В работе А. Ритмана (1964) система иерархии вулканических ассоциаций лишь названа (вулканы, группы вулканов, вулканические дуги, вулканические зоны), но не проанализирована. Одна из наиболее обстоятельных схем расчленения вулканических сообществ на масштабные классы принадлежит В.А. Апродову (1965). Вулканическим провинциям в ней соответствуют полирегиональные структуры третьего порядка типа островных или орогенных дуг. Вулканические районы выделяются на основе полирегиональных структур четвертого порядка типа антиклинория Больших Курильских островов, Камчатки и т.д. Вулканические участки объединяют такие группы вулканов, которые питаются одним или нес-

колькими связанными между собой очагами. В качестве примера вулканических участков приводятся группы вулканов отдельных островов. Сходное членение орогенных вулканических ассоциаций приводят Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский (1973). Они выделяют вулканические провинции (сегменты складчатого пояса), вулканические области (крупные тектонические элементы складчатого пояса типа срединных массивов, периферических массивов, зон мегаантиклинория и т.д.), вулканические районы, центры, группы.

Отсутствие целостного и исчерпывающего представления о масштабности и соподчиненности вулканических процессов Земли связано с отсутствием единой концепции о масштабности и соподчиненности структурно-тектонического членения тектоносферы в целом. Как и в области тектоники, нас здесь может подстергать опасность смешения рангов, что грозит перспективой принять мнимое за истинное. Здесь, однако, у нас нет иного пути, кроме испытания методом проб и ошибок. Предвидя возможность последних, настоящую схему иерархизации вулканизма автор оправдывает следующими соображениями.

Коренное различие между материками и океанами является самым первым и главным признаком неоднородности литосферы и совершенно определенным образом указывает на простираение неоднородности ниже астеносферы (Белоусов, 1975). Однозначно установлено также, что помимо этих двух планетарных структурных элементов всегда существовало и существует ныне третье состояние литосферы, отличное от первых двух — геосинклинально-орогенное (Средиземноморский и Тихоокеанский пояса).

Не вызывает сомнений и тот факт, что в истории материков наблюдается постепенное разрастание площади континентальных платформ за счет геосинклинально-орогенных зон. Это свидетельствует о некоей равнозначности структур типа континентальной платформы и геосинклинально-орогенной зоны. Противоречивость соотношения континентов и океанов во времени также подчеркивает их принадлежность к одному классу явлений. Все это дает основание рассматривать структуры океанов, материков (континентов) и геосинклинально-орогенных зон как одноранговые структуры первого порядка.

По-видимому, структуры, возникающие в ходе развития и в пределах указанных элементов первого порядка, следует относить к явлениям более низкого ранга, так как они являются порождением и производными от соответствующей тектоносферы первого порядка. Таковы собственно геосинклинальные и орогенные системы в геосинклинально-орогенных поясах, глыбово-сводовые хребты, рифтово-сводовые пояса, платформы и т.д. на континентах, платформы (котловины) и срединно-океанические хребты в океанах. Более детальное членение тектонических структур на ранги не входит в задачу настоящей работы. Здесь необходимо было показать лишь основу сопоставления вулканизма крупных планетарных структур первого порядка.

Впрочем, вулканизм геосинклинально-орогенного типа расчленяется на элементы, соответствующие структурам второго порядка, а иногда и третьего. Современные вулканы океанов и материков

столь немногочисленны, что делить их между структурами второго и тем более третьего порядка не представляется возможным.

Итак, вся совокупность действующих вулканов характеризует современное тектоническое состояние планеты в целом. Закономерности, вскрытые на всей совокупности, только ей и присущи. Бесполезно искать их повторения в ассоциациях низшего порядка. С этим мы будем сталкиваться при анализе разных свойств вулканов в разных сообществах. Самыми крупными генерациями, на которые распадается семейство действующих вулканов, являются океаническая, геосинклинально-орогенная и континентальная. Как выше было показано, наиболее представительна геосинклинально-орогенная. Это дает возможность расчленить ее на генерации второго порядка: геосинклинальную (островодужную) и орогенную. Генерации третьего порядка должны обладать такими структурно-геологическими признаками, которые позволяют надежно отличать их друг от друга. Например, островодужная генерация по признаку зрелости делится на собственно островодужную (элементарные островные дуги) и раннеорогенную (сложнопостроенные островные дуги).

Главное условие иерархизации автор видит для себя в отыскании элементарного звена иерархической системы. Им является достаточно устойчивая во времени и пространстве радиально протяженная структура, приложенная к земной поверхности и осуществляющая в этом направлении транспорт (дренаж) магматических расплавов (Масуренков, Комкова, 1977).

Здесь мы сталкиваемся с некоторой парадоксальностью явления: морфологическая элементарная единица вулканизма (вулкан) может не соответствовать и, как правило, не соответствует понятию генетического звена вулканических сообществ. Последнему отвечает морфологически более сложное понятие — вулканический центр. Это — совокупность стратовулканов, объединяемых единством локализованного в пространстве и устойчивого во времени эндогенного потока вещества и энергии, генерирующего магматические расплавы и имеющего структурное воплощение в виде телескопированных купольно-кальдерных ассоциаций.

Отдельные вулканы и даже вулканические массивы могут содержать в себе слишком много неопределенности, случайности, поэтому их следует относить к категории элементарных фрагментов или, пользуясь физической терминологией, элементарных частиц вулканизма. Продолжая физическую аналогию, генетическое звено вулканизма следовало бы уподобить атому или молекуле — в них уже содержатся все основные признаки, присущие элементу, веществу в целом.

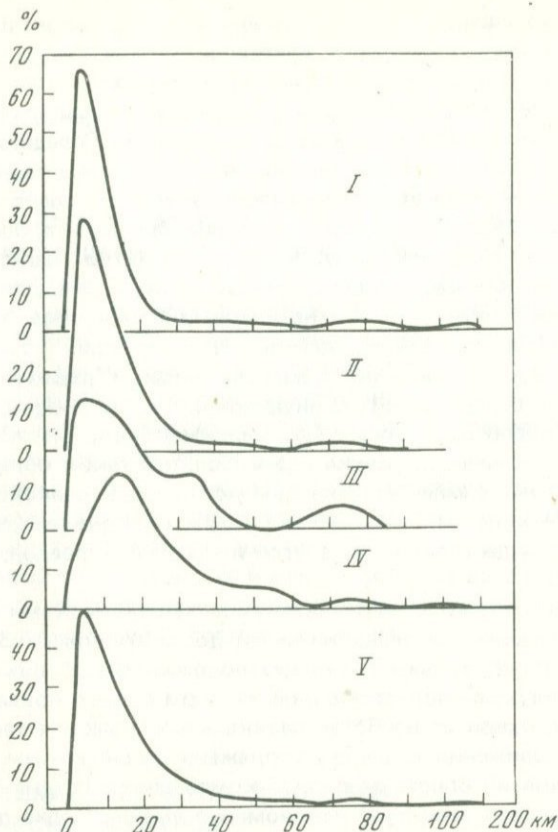
Выводы

Основная задача иерархизации вулканических сообществ состоит в отыскании генетической ячейки вулканизма, которая содержит все его основные признаки; комбинации этих ячеек образуют вулканические генерации более высокого порядка. Такой генетической ячейкой является не отдельный вулкан, а вулканический центр.

ЛОКАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОВ И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КАК ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ ВУЛКАНИЗМА

Метризация расстояний между вулканами, впервые использованная Грином в качестве инструмента познания, за последующее столетие мало что изменила в наших представлениях о вулканах. Можно лишь отметить введенное Заппером понятие плотностей вулканов в вулканических рядах, которое дает некоторое представление о насыщенности вулканами той или иной островной дуги (Луцицкий, 1971). Вновь принятые В.И. Влодавцем расчеты плотностей вулканов характеризуют относительную проницаемость различных вулканических структур (Влодавец, 1974). Средние расстояния между вулканами варьируют в структурах от 13 (Исландия) до 242 км (Малая Азия) и в среднем для вулканических структур планеты равно 67 км (модальный интервал 40—50 км). Если к числу действующих вулканов прибавить и все вулканы, бывшие активными в течение четвертичного периода, то среднее расстояние между ними в рядах сократится до 8—10 км.

Указанный метод, основанный на простейшей операции деления общей длины ряда (дуги) на количество вулканов в нем, не отражает истинной картины их распределения и действительных расстояний между двумя соседними вулканами. Для получения таких данных были предприняты измерения всех кратчайших расстояний между соседними вулканами (включая все четвертичные) Камчатки, Курильских островов, Японии и Индонезии (о-ва Ява и Флорес). Результаты измерений представлены на рис. 4. Эти данные вскрывают действительно неравномерное распределение вулканов и характеризуют количественно. Выясняется, что в течение четвертичного периода наиболее "выгодное" расстояние между соседними вулканами составляло менее 10 км (модальный интервал 5—10 км): более 50% всех вулканов образуют группировки с таким интервалом между ними. Еще около 30% вулканов удалены один от другого на 10—20 км и лишь немногим более 20% вулканов — на расстояние более 20 км. Эта локальная концентрация вулканов и является искомым признаком пространственной и временной устойчивости радиальной структуры, дренирующей глубинные зоны. Однако признаки такой структуры не исчерпываются локальными группировками вулканов. Они имеют и структурное воплощение, которое реализовалось сначала в понятии районов наибольшей тектонической активности (Масуренков, 1957, 1961₂), а затем купольно-кольцевых структур (Егоров, 1964; Авдеев, 1965; Масуренков и др., 1968). Детальное описание истории развития, внутреннего строения и роли подобной структуры в дифференциации планетного вещества сделано ранее (Масуренков, Комкова, 1977). Купольно-кольцевые структуры островных дуг и орогенов расположены преимущественно вдоль осевых зон этих мобильных поясов. Цепочечная локализация подобных структур связана с наличием поперечных глубинных разломов, узлы пересечения которых с продольной системой характеризуются наибольшей градиентностью вертикальных движений и проницаемостью.



Р и с. 4. Распределение расстояний между соседними вулканами (Q)

I — Индонезия; II — Камчатка; III — Курильские острова; IV — Япония;
V — западный сектор Тихоокеанского пояса

О размере кольцевых структур уверенно можно судить только по их диаметру. В изученных нами случаях он составляет не более 300 км и всегда укладывается в поперечнике материнской мобильной зоны. Пример Налачевской структуры (Камчатка) показывает, что глубина возмущений, связанных с кольцевой структурой, достигает по меньшей мере 150–200 км. Форма асейсмичной области в ее недрах подобна форме всплывающего диапирового купола или астенолита. На поверхности структуры обнаруживается концентрическая перемежаемость относительно приподнятых и опущенных зон, подобная волновой картине на поверхности жидкости. В более глубоких горизонтах, соответствующих верхней мантии, выявлена неоднороднослоистая структура с плотностными инверсиями.

При анализе динамики развития кольцевой структуры установлено, что основным движущим фактором являлись вертикальные движения. При этом наблюдается общая сопряженность знака и интенсивности

движений в кольцевой структуре с ходом развития геосинклинальной системы. Ускорение и замедление движений, обращение их знака в целом соответствуют известной этапности геосинклинального развития. Однако в них вносится своя ритмичность, отражающая концентрическую зональность и центростремительность ее формирования. Вследствие этого происходит последовательное сокращение площади, вовлекаемой в каждый следующий ритм. При этом сокращается и его длительность, что свидетельствует об общем усложнении и миниатюризации процесса развития концентрически-зональной структуры. В развитии магматизма также наблюдается четкая картина центростремительного смещения активности, сочетающегося с региональной линейной неоднородностью.

Комплекс геологических явлений, формирующих лицо кольцевой структуры, реализуется как взаимосвязанная и взаимообусловленная цепь событий, составляющих единую совокупность процессов, подобных функциям живого организма. Так, например, положительные и отрицательные вертикальные движения взаимосвязаны таким образом, что одна форма стремится компенсировать другую: на своде возникает депрессия, в депрессии — купол, на куполе — кальдера, т.е. одна тектоническая форма не может существовать без другой и тем самым предопределяется их возникновение.

Связь магматизма с вертикальными тектоническими движениями сложна. Несомненно, расплавы начинают достигать поверхности (а может быть и возникают) только при общих положительных движениях. По существу, их миграция является одной из форм общего подъема вещества, по-видимому, одной из наиболее радикальных. Вместе с тем, включение этой формы движения вещества сопряжено со снижением темпа тектонических поднятий вплоть до полной компенсации. Разные фации магматизма в кольцевой структуре закономерно сменяют одна другую в связи с ее тектоническим состоянием: вулканизм приурочен главным образом к периоду поднятий и их стабилизации, близповерхностные интрузии формируются во время возникновения сводовых депрессий.

Совокупное рассмотрение масштабов и геохимических особенностей гидротермальных метасоматитов и соответствующих им по возрасту и положению магматических проявлений в структуре обнаруживает их общность как взаимосвязанных фрагментов единого эндогенного потока вещества и энергии. Отличаясь разным общим составом и агрегатным состоянием, они объединяются единством летучих, фильтрующихся и диффундирующих компонентов. Поток этих компонентов является главной причиной магмо-, рудо- и структурообразования. Его локализация и дренирование в виде вертикально протяженных столбообразных зон создают комплекс факторов, приповерхностным выражением которых в вулканическом поясе являются изометричные структуры и связанные с ними вулканические центры. Таким образом, вся сумма геологических и геофизических данных свидетельствует о необходимости выделения этого особого типа структур. Такая необходимость предопределяется их строением и генетической ролью в возникновении и развитии верхних оболочек Земли. Они выполняют функцию основных коммуникационных узлов, участвующих в перераспределении планетного вещества. Объединяясь в це-

почечные ассоциации высокого порядка, кольцевые структуры образуют системы вулканических поясов в мобильных зонах Земли. Ниже излагаются наиболее характерные их особенности по результатам предшествующих исследований (Масуренков, Комкова, 1977).

ВЫВОДЫ

1. Вулкано-тектонические структуры, отвечающие понятию вулканического центра, изометричны в плане и простираются до глубин, сравнимых с поперечником структуры.

2. Основное направление движения вещества — радиальное к поверхности Земли. Основные формы движения: в виде диффузионно-фильтрационного потока, магматическая и тектоническая.

3. Поток вещества из мантии существенно снижается у поверхности Земли сравнительно с поверхностью Мохоровичича, следовательно, основной прирост коры осуществляется снизу.

4. Все основные формы движения вещества в структуре являются разными сторонами процесса "гранитизации": литогенез, магматизм, метасоматоз, и развиваются необратимо.

5. Эндогенный поток вещества и энергии развивается ритмично. Вулканизм, как наиболее радикальное выражение плотности эндогенного потока, отвечает экстремальному состоянию системы.

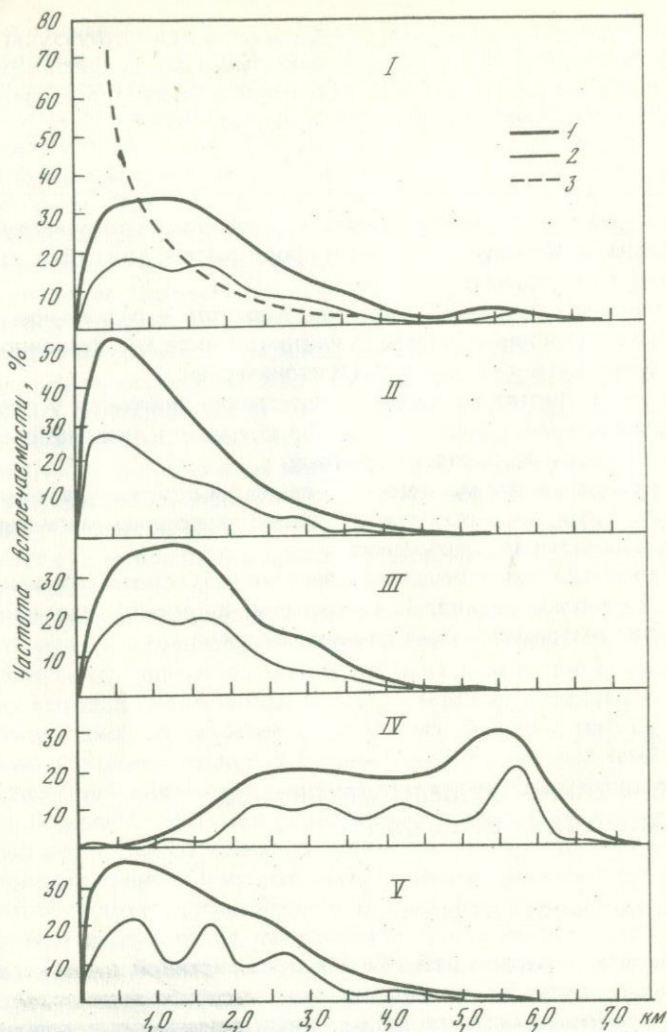
Глава 2

ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ВУЛКАНОВ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ

АБСОЛЮТНАЯ ВЫСОТА ВУЛКАНОВ

По-видимому, первой размерной характеристикой вулкана, вытекающей из непосредственного впечатления о масштабе явления, может служить его абсолютная высота. Об истинных размерах она, впрочем, мало что говорит, так как допускает возможность приписывать такие чрезмерные понятия, как гигантский, грандиозный рядовым в армии вулканов (Льюльяльяко — 6723 м, Эльбрус — 5635 м) и оставлять истинные феномены в числе заурядных (Гунулапи — 282 м, Тристан-да-Кунья — 2060 м). И все-таки начать знакомство с вулканами полезно именно с этого параметра. Он дает представление о способности планеты поднимать свое вещество на разную высоту столь экстраординарным способом.

Известно, что некоторым прообразом "жизнеспособности" планеты может служить гипсографическая кривая ее поверхности, отражающая степень отклонения от мертвого равновесия покоя. Если принять ее в качестве эталона, то можно построить наглядное количественное выражение для оценки роли вулканизма в "жизненных" функциях планеты. Для этого пришлось оставить только наземный отрезок гипсографической кри-



Р и с. 5. Распределение абсолютных высот действующих вулканов

1 — интервал 1 км; 2 — 0,5 км; 3 — гипсометрическая кривая. I — вся планета; II — океанические платформы; III — островные дуги; IV — орогены; V — континентальные платформы

вой и рассмотреть совокупность действующих вулканов, вершины которых поднимаются выше уровня океана. Информация о подводных вулканах слишком неполна и неопределенна, чтобы служить достаточным материалом для этих построений. Результаты представлены на рис. 5. Следует иметь в виду, что сравниваются все-таки не однозначные явления (площади и вулканы), что количество действующих вулканов — величина относительная, а на характере гипсографической кривой, вероятно, в большей степени, чем на абсолютной высоте вулканов, сказывается вли-

яние экзогенных факторов. Учитывая все это, полученные результаты можно рассматривать лишь как некоторое приближение к искомой оценке. Тем не менее представляется очевидным, что в вулканизме значительно более резко выражена тенденция активного жизнепроявления планеты: таким способом ей удастся относительно чаще доставлять силикатное вещество на большее радиальное расстояние, чем каким-либо иным. Эту особенность движения вещества при извержениях не следует отождествлять с быстрым ростом вулканического конуса, превосходящим скорость вертикальных перемещений земной поверхности. Дело не в скорости движения, а в величине пройденного пути. В качестве иллюстрации этого можно использовать данные о средней высоте суши и вулканов.

Для отдельных крупных фрагментов земной поверхности разница в высотах вулканов и суши достигает очень больших значений (Камчатка — 1800 м, Южная Америка — 3720 м), в целом же для планеты вулканы в два раза превосходят по высоте средний уровень суши 1800 и 900 м соответственно.

Средняя абсолютная высота вулканов в глобальных структурах Земли закономерно возрастает от океанов через островные дуги к орогенам: 1200, 1510, 3970 м. На платформах она составляет 1710 м. Когда в подсчеты будут включены и подводные вулканы, приведенные значения для океанов и островных дуг снизятся, причем для океанов более заметно. Средняя разница в высотах вулканов и земной поверхности составляет в океанах 5000 м, островных дугах — 1200 м, орогенах — 1000 м, на платформах — 900 м.

Максимальные высоты вулканов в глобальных структурах также закономерно увеличиваются к орогенам и превосходят максимальные высоты суши соответствующих регионов. Конечно, необходимо отдавать себе отчет в том, что относительная распространенность вулканической формы движения незначительна. В общем энергетическом балансе радиального движения планетного вещества ей отведена в целом скромная роль. Но если уж этот механизм включается, он выполняет "двигательные" функции в среднем лучше, чем тектоническая форма движения.

Выводы

1. Абсолютная высота вулканов является показателем способности вулкано-тектонических сил к радиальному перемещению планетного вещества и в среднем для Земли составляет 1,8 км над ур. моря.

2. Сопоставление абсолютных высот действующих вулканов с гипсографической кривой поверхности Земли указывает на относительное превосходство вулкано-тектонического способа переноса вещества над тектоническим.

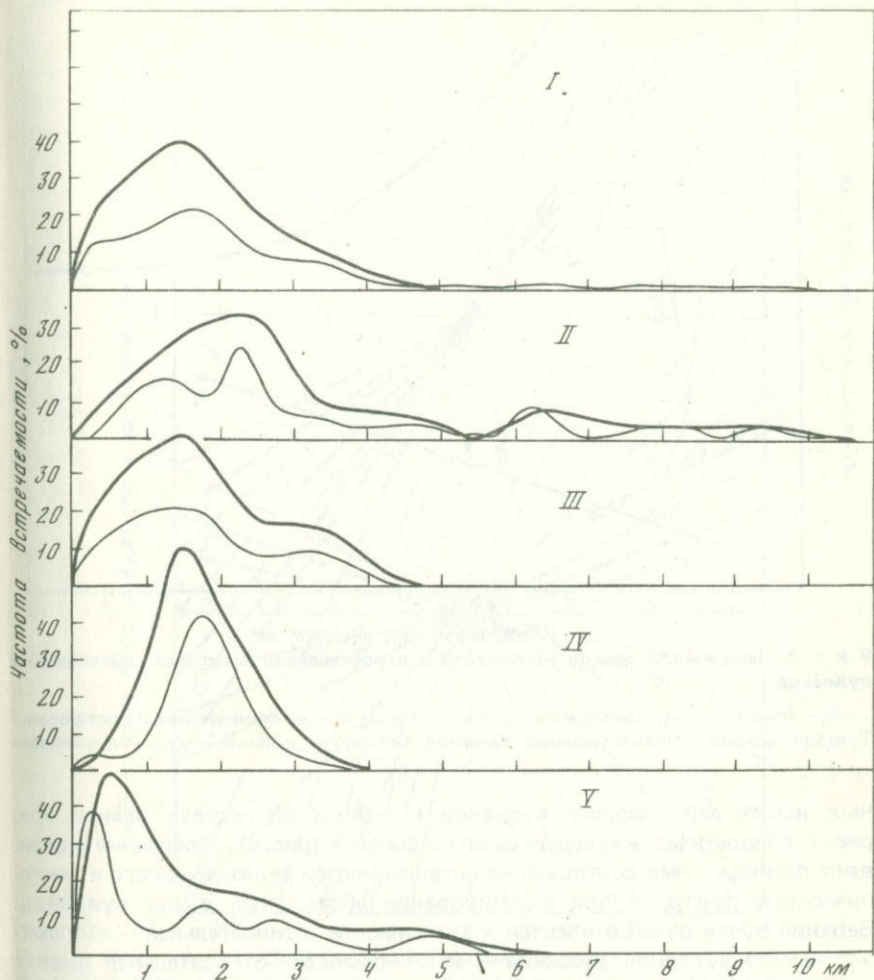
ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ВЫСОТА ВУЛКАНОВ

Эта метрическая характеристика вулканов выявляется значительно труднее, чем его абсолютная высота, требует специальных геологических исследований, поэтому определена не для всех действующих вулканов и

не всегда однозначно. Тем не менее в ней содержится необходимая для понимания механизма вулканического процесса информация. Это заставляет использовать имеющиеся материалы для предварительных оценок, несмотря на их несовершенство и ограниченность. Наиболее надежны сведения о распределении и средней относительной высоте вулканов для планеты в целом. Выявляется поразительное подобие кривых распределения и средних значений абсолютных и относительных высот (рис. 6 и см. рис. 5). Эти данные однозначно указывают, во-первых, на положение среднестатистического вулкана вблизи и несколько выше уровня Мирового океана, во-вторых, на принципиальную общность закономерностей, лежащих в основе вулканической и вулкано-тектонической форм радиального движения. Действительно, относительная высота вулкана может быть представлена в виде некоторой меры чисто вулканической формы движения, тем более интенсивной, чем выше над окружающей местностью поднимаются вулканические расплавы. Абсолютная высота складывается из высоты конуса и высоты окружающей местности над условной средней поверхностью, в нашем случае, над уровнем океана. Следовательно, абсолютная высота содержит в себе, кроме фактора чисто вулканического и тектонический, формирующий высоту фундамента вулкана. Представляется достаточно очевидным, что сходство графиков распределения этих двух размерных характеристик вулканов указывает на близость и однотипность вулканических и вулкано-тектонических способов построения рельефа в вулканических районах. Это дает основание для предположения о генетическом единстве сил, приводящих в движение горные системы под вулканами и магматические расплавы. Более того, создается впечатление о некоторой адекватности и взаимозаменяемости этих двух форм движения. Так, вулканы океанических платформ, характеризующихся резко выраженным дефицитом восходящих тектонических движений, образуют самые высокие конусы. В орогенах при столь мощно проявленной тектонике конусы вулканов относительно невелики (см. рис. 6). Следовательно, равенство абсолютных и относительных высот среднестатистического вулкана должно включать в себя обратно пропорциональную зависимость в генеральной совокупности.

Действительно, эта зависимость проявляется в достаточно наглядном виде как для средних значений некоторых планетарных структур, так и для планеты в целом (рис. 7). Проведенная на рис. 8 пунктирная кривая в известной мере условна — в ней содержится предположение о возможности изменения некоторых средних значений при получении дополнительных данных. Более наглядно и однозначно обратная зависимость между абсолютной и относительной высотами вулканов разных структур выражена не в средних, а в максимальных значениях (см. рис. 7). Это и понятно. Средние значения отражают некоторую незавершенность, "недосказанность", в то время как максимальные — предельную возможность процесса.

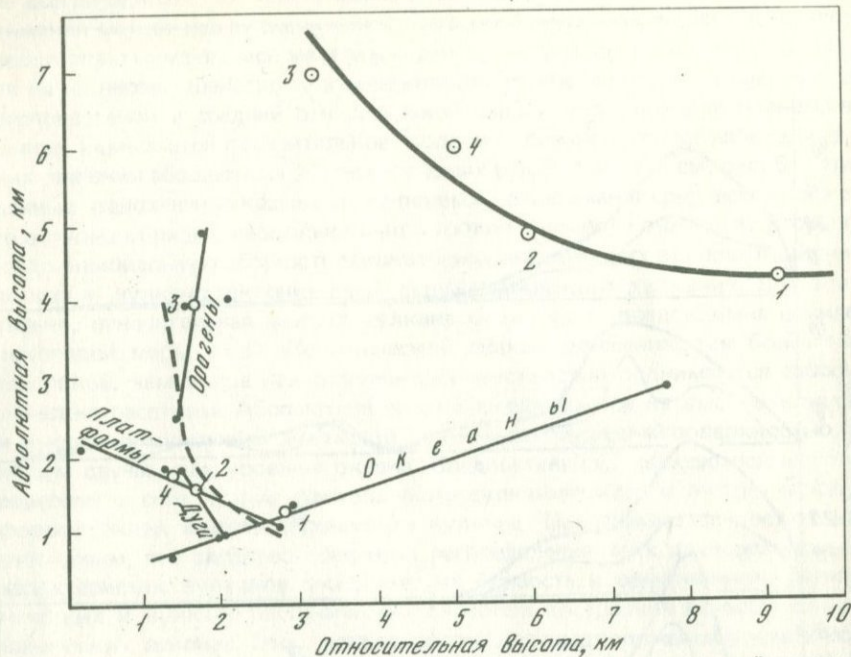
Итак, зависимость между абсолютной и относительной высотой действующих вулканов в глобальных структурах Земли в целом обратна. Она обнаруживает такое соотношение тектонических и вулканических факторов в формировании высоты вулкана, которое свидетельствует о близости природы этих факторов, некоторой их адекватности и взаимозаменяе-



Р и с. 6. Распределение относительных высот действующих вулканов Земли

I — вся планета; II — океаны; III — островные дуги; IV — орогены; V — континентальные платформы. Толстая линия — интервал 1 км; тонкая — 0,5 км

мости. Включение вулканической формы радиального переноса вещества снижает темп тектонических поднятий. В пределе процесс стремится к полному вытеснению тектонической формы движения и замене ее на вулканическую. Выявленная закономерность имеет общепланетарный характер. Вулканы крупных структур Земли являются лишь отдельными составными частями общего процесса взаимодействия вулканизма с тектоникой. Вместе с тем анализ этого взаимодействия на примере отдельных структур вскрывает новые особенности конкретного воплощения и развертывания вулкано-тектонического феномена. Для этого необходимо сопоставить фактические данные о средних значениях абсолютных и относитель-

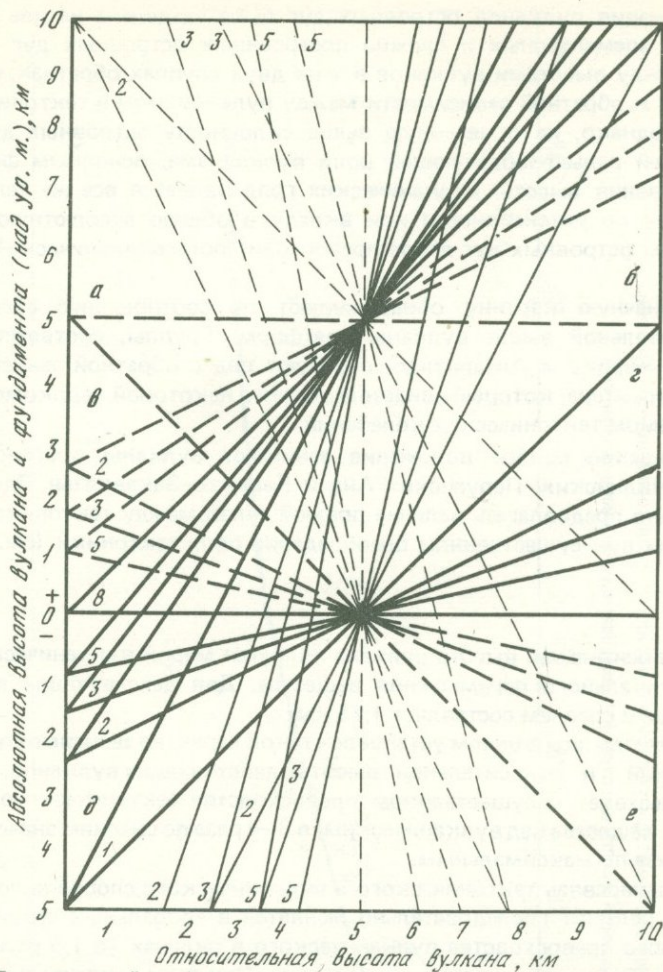


Р и с. 7. Зависимость между абсолютной и относительной высотами действующих вулканов

1 — океаны; 2 — островные дуги; 3 — орогены; 4 — континентальные платформы. Толстая кривая — максимальные значения, остальные кривые — средние значения

ных высот действующих вулканов в разных структурах Земли (см. рис. 7) с теоретически выведенными графиками (рис. 8). Последние описывают разные случаи соотношения интенсивностей вулканического и тектонического факторов при формировании абсолютных высот вулканов. Верхний пучок лучей относится к зависимости "относительная — абсолютная высота вулканов", нижний — к зависимости "относительная высота вулкана — высота фундамента". Каждый луч, отражающий определенное соотношение высот вулканов, пересекается с соответствующим ему лучом "относительная высота — фундамент" на оси ординат. Взаимные наклоны этой пары лучей определяют все возможные случаи взаимосвязи тектоники и вулканизма. Например, из пары лучей, идущих от точки 5 на оси ординат, верхний относится к соотношению высот вулканов, нижний — относительной высоты и фундамента. Первый направлен горизонтально, что указывает на постоянство абсолютных высот вулканов при меняющейся относительной высоте. Вторым наклонен на 45°. В целом пара лучей отвечает полной гипсометрической компенсации тектонических колебаний вулканизмом. Ее не следует смешивать с компенсацией масс или объемов.

Для океанов имеются данные о четырех группах вулканов с разными значениями высот: Гавайи, вулканы Атлантического океана (Азорские и Канарские), две группы вулканов Тихого океана: Кермадок, Тонга, Са-
22



Р и с. 8. Теоретический график зависимости между высотами вулкана и фундамента

Верхний пучок лучей — абсолютная—относительная высота вулкана; нижний пучок лучей — высота фундамента — относительная высота вулкана. Толстые линии — вулканизм интенсивнее тектоники, тонкие — вулканизм слабее тектоники. Сплошные линии — прямая зависимость вулканической и тектонической форм движения; штриховые линии — обратная зависимость. Цифры у лучей — кратность превышения или отставания интенсивности вулканических форм движения над тектоническими

моа и Колон, Сан-Феликс, Фернандес. Все они расположились вдоль одной линии, соответствующей прямой зависимости для высот и обратной зависимости для тектоники и вулканизма при примерно 1,5-кратном превышении интенсивности вулканизма над тектоникой (см. рис. 7 и 8). Вулканизм океанов, таким образом, существенно перекомпенсирует прогибание океанического ложа высотой сооружаемых вулканических конусов.

Ассоциация вулканов островных дуг была разделена на две группы: вулканы элементарных и сложно построенных островных дуг. Зависимость между высотами вулканов в этих двух группах обратная, что соответствует и обратной зависимости между вулканизмом и тектоникой. Несмотря, однако, на отмеченную выше склонность островных дуг к подавляющей рельефообразующей роли вулканизма, основным фактором формирования высоты вулканических гряд является все же тектоника. Последняя по интенсивности или вкладу в общую абсолютную высоту структуры островных дуг втрое превосходит роль вулканической составляющей.

Однозначную картину обнаруживают по соотношению абсолютной и относительной высот вулканы платформ. Группы, соответствующие Аравии, Африке и Антарктиде, образуют ряд с обратной зависимостью такого характера, который свидетельствует о некоторой недокомпенсации вулканизмом тектонических колебаний.

Совершенно особое положение занимают вулканы орогенов: Кордильер, Чилийских, Перуанских Анд и Кавказа—Закавказья. Здесь впервые можно предполагать наличие прямой связи между тектоникой и вулканизмом при существенном преобладании роли тектоники (см. рис. 8).

ВЫВОДЫ

1. Относительная высота вулкана является мерой вулканической формы вертикального перемещения вещества. Для действующих вулканов Земли она в среднем составляет 1,75 км.

2. Для планеты в целом установлен такой характер зависимости между абсолютной и относительной высотой действующих вулканов, который свидетельствует о существенном превосходстве тектонического способа подъема вещества над вулканическим: в 3—4 раза по средним значениям и в 1,5—2 раза по максимальным.

3. Взаимосвязь тектонического и вулканического способов построения высоты рельефа последовательно меняется в глобальных структурах от некоторого превосходства вулканического в океанах (в 1,5 раза) до резкого преобладания тектоники в орогенах. При этом относительный вклад тектоники в формирование гипсометрических уровней рельефа возрастает в последовательности: платформа, элементарная островная дуга, сложно-построенная островная дуга, ороген.

ОБЪЕМ ВУЛКАНОВ

В литературе приведено очень мало сведений об объеме стратовулканов. Между тем, еще в 1878 г. Мильне были начаты, а в 1885 г. Бекером, в 1907 г. Линком и в 1934 г. Кюененом (цитируется по В.И. Лучицкому, 1971) продолжены изыскания, в результате которых появилась серия формул для определения геометрической фигуры вулкана. Данные эти противоречивы и, как показал печальный опыт, в значительной мере преждевременны. Учитывая неточность определения относительной высоты вулкана, еще меньшую определенность или просто отсутствие в источниках понятия

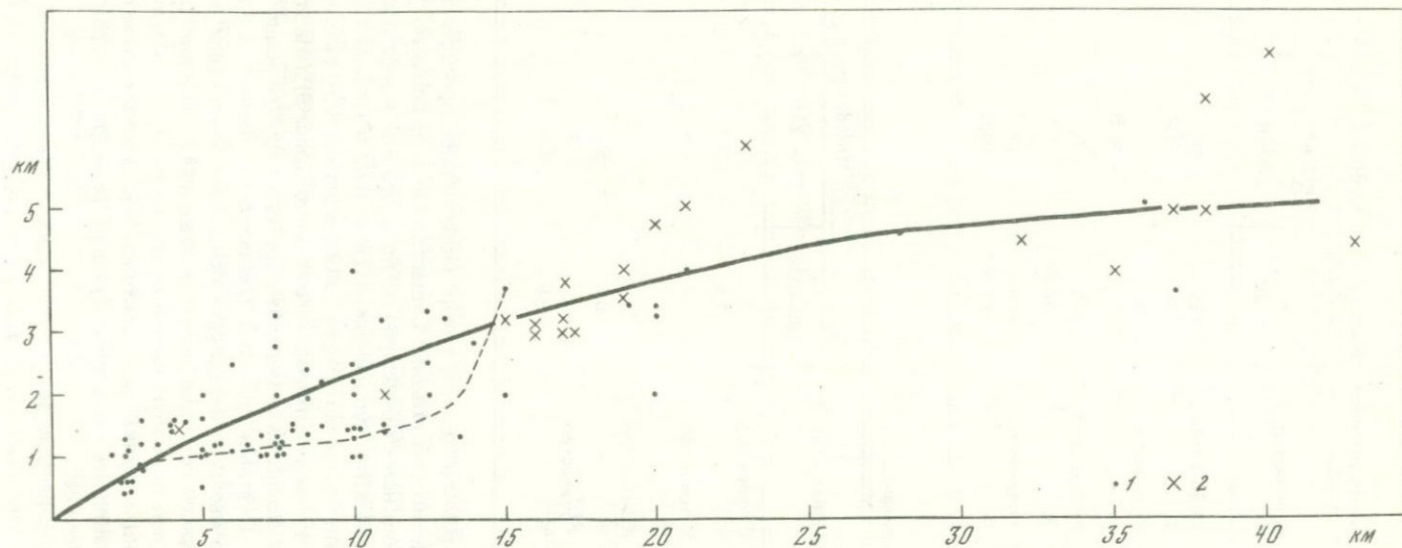


Таблица 2

Распределение и средние значения объемов четвертичных вулканов северо-запад

Регион	Количество, %	Интервалы, км ³		
		<20	20-40	40-60
Камчатка	Количество	152	49	17
	%	56,5	18,2	6,3
Курильские острова	Количество	31	13	15,4
	%	47,7	20,0	
Япония	Количество	116	15	14
	%	62,7	8,1	7,6
В целом по зоне	Количество	299	77	41
	%	57,6	14,8	7,9

Таблица 2 (окончание)

Регион	Количество, %	Интервалы, км ³		
		180-200	200-220	220-240
Камчатка	Количество	3	2	2
	%	1,1	0,7	0,7
Курильские острова	Количество	—	—	—
	%	—	—	—
Япония	Количество	1	1	2
	%	0,5	0,5	1,1
В целом по зоне	Количество	4	3	4
	%	0,8	0,6	0,8

радиуса вулканического конуса, автор избрал более простой способ для приближенной оценки его объема. Существо способа сводится к следующему. На основании немногочисленных, но более или менее достоверных геологических данных по Курило-Камчатской зоне и Японии (карта м-ба 1 : 2 500 000) был составлен график зависимости между высотой и средним радиусом конусов действующих вулканов (рис. 9). На этот же график нанесены еще более малочисленные данные о действующих вулканах других регионов. С этими данными оказалось возможным сопоставить также сведения о высотах и радиусах основания некоторых подводных вулканов и подводных гор, принимаемых за вулканы. В целом график дает хорошее представление о соотношении высоты и радиуса основания современных действующих вулканов. Пользуясь им, можно получить приблизительное представление об отсутствующей размерной характеристике вулканического конуса.

Объем рассчитывался при допущении подобия стратовулкана круглому прямому конусу. Этот подход приводит к некоторому систематическому

ного сектора Тихоокеанского пояса

Интервалы, км ³						
60-80	80-100	100-120	120-140	140-160	160-180	
11	7	5	2	3	3	
4,1	2,6	1,9	0,7	1,1	1,1	
3	4	2	—	1	—	
4,6	6,2	3,1	—	1,5	—	
9	7	3	6	3	3	
4,9	3,8	1,6	3,2	1,6	1,6	
23	18	10	8	7	6	
4,4	3,5	1,9	1,5	1,3	1,2	

Интервалы, км ³				Сумма	Среднее, км ³
240-260	260-280	280-300	300		
2	—	—	11	269	50
0,7	—	—	4,1	100,0	
—	1	—	—	65	42
—	1,5	—	—	100,0	
1	—	—	4	185	49
0,5	—	—	2,2	100,0	
3	1	—	15	519	48
0,6	0,2	—	2,9	100,0	

завышению, в какой-то мере компенсируемому недоучетом эрозионного и взрывного выноса материала за пределы конуса. При оценках объемов конкретных вулканов по высоте или радиусу величина ошибки может быть очень значительной, для средних в зависимости от степени обобщения — она заметно сокращается. Например, соотношение объемов действующих вулканов, рассчитанных по графику и по непосредственным измерениям, для некоторых регионов выглядит следующим образом: Камчатка — 180 и 200 км³, Япония — 25 и 80 км³, океаны — 500 и 540 км³. Последняя величина выведена из данных Менарда, который оценивает объем 1100 подводных вулканов Тихого океана в 600 000 км³ (Менард, 1966).

Сходимость данных представляется удовлетворительной для решения некоторых принципиальных вопросов вулканической энергетики. Существенное отличие выявляется лишь для Японии. Причина этого состоит в том, что японские вулканы характеризуются устойчивым отклонением от средней кривой вниз и вправо, т.е. являются более плоски-

ми. Если использовать для Японии собственную, присущую ей зависимость (пунктирная кривая на рис. 9), то расчетный объем среднего действующего вулкана Японии поднимается до 90 км^3 , т.е. существенно приблизится к среднему измеренному значению.

Были подсчитаны средние объемы действующих вулканов в глобальных структурах Земли (км^3): океаны — 500; островные дуги — 66 (элементарные — 115, сложные — 45), орогены — около 60, платформы — 40, планета в целом — 85. несовершенства способа подсчета не смогли скрыть важнейшую особенность распределения объемов: увеличение их в элементарных островных дугах и особенно в океанах, т.е. в структурах, гипсометрически наиболее низких. Иллюстрацией этой закономерности могут служить также данные об объеме четвертичных вулканов Камчатки. Так, фундамент четвертичных вулканов Срединного хребта имеет среднюю высоту (по измерениям под вулканами) 950 м. Объем вулкана этой зоны составляет в среднем 35 км^3 . Фундамент вулканов Восточной зоны возвышается над уровнем моря всего на 550 м, а средний объем четвертичного вулкана здесь несколько превышает 65 км^3 .

Для того чтобы расширить сведения об объеме вулканов более представительным материалом, в подсчеты были включены данные о всех четвертичных вулканах Курило-Камчатской зоны и Японии (табл. 2). Обращает на себя внимание сходный характер распределения объемов по отдельным регионам (модальный интервал $0/20 \text{ км}^3$) и близкие средним значения: $42\text{--}50 \text{ км}^3$. Таким образом, средний четвертичный вулкан зоны значительно меньше среднего действующего вулкана этой зоны ($\sim 100 \text{ км}^3$). Это обстоятельство может быть связано как с недоучетом фактора эрозии четвертичных вулканов, так и с увеличением интенсивности вулканизма в голоцене. Последнее представляется более вероятным, так как двукратная потеря объема от эрозии (при внесении соответствующих поправок) не кажется реальной, а свидетельства действительной интенсификации вулканизма в голоцене показаны ранее (Масуренков, Комкова, 1977).

ВЫВОДЫ

1. Средний объем действующего вулкана Земли составляет 85 км^3 .
2. Средний объем действующих вулканов обнаруживает заметную тенденцию увеличиваться по мере погружения средних гипсометрических уровней глобальных структур Земли от $45\text{--}60 \text{ км}^3$ в орогенах и на платформах до 500 км^3 в океанах.

ГЕОМЕТРИЯ ВУЛКАНОСТРУКТУР — ГЕНЕТИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ ВУЛКАНИЗМА

В разделе об иерархии вулканических ассоциаций была показана одна из существенных закономерностей распределения вулканов в пространстве — их склонность образовывать компактные скопления. Такие скопления являются одним из поверхностных отражений эндогенной радиально направленной структуры, дренирующей в течение длительного времени

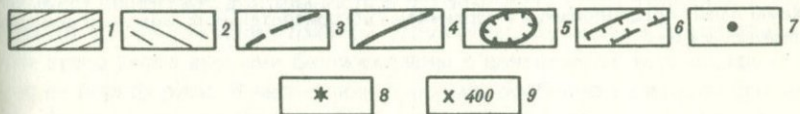
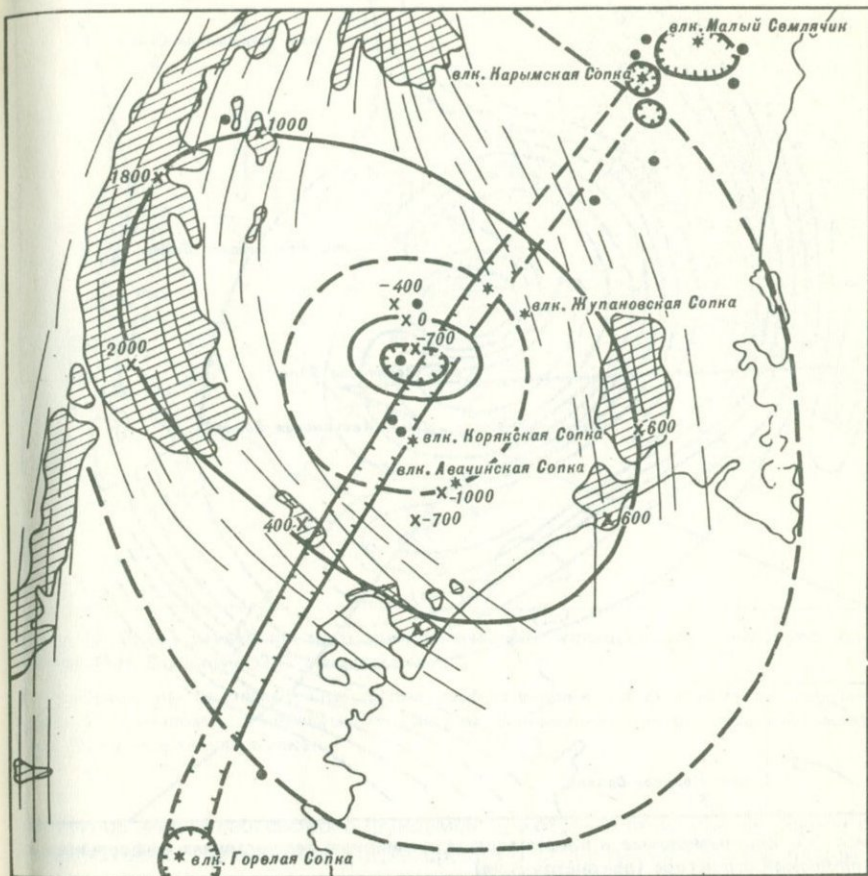
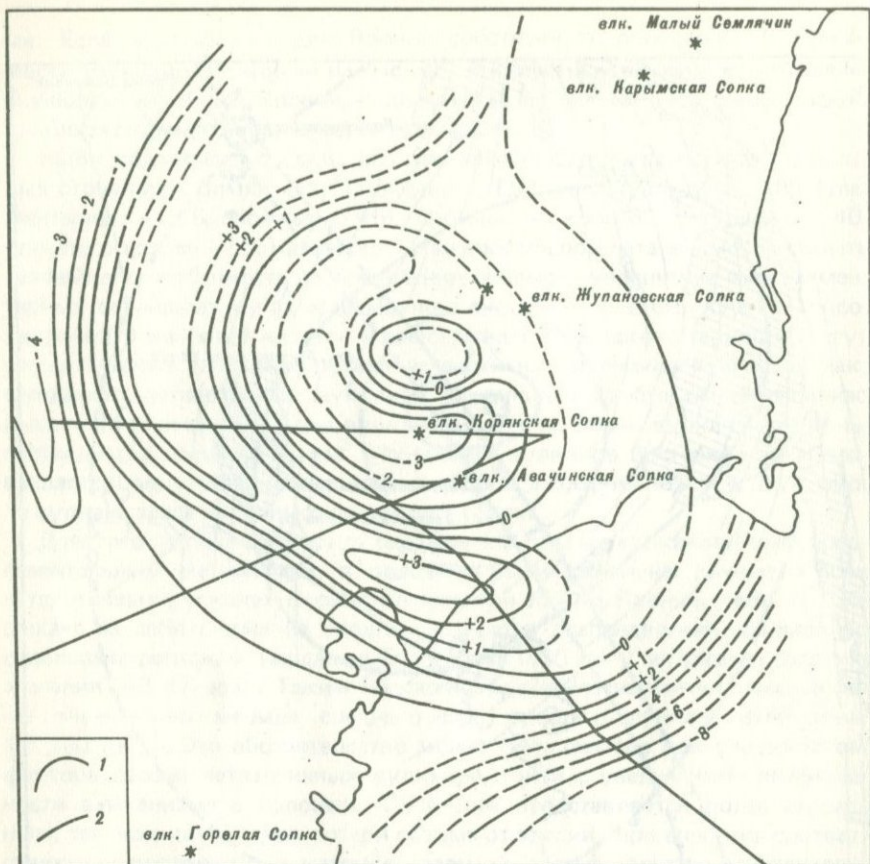


Рис. 10. Налачевская купольно-кольцевая структура

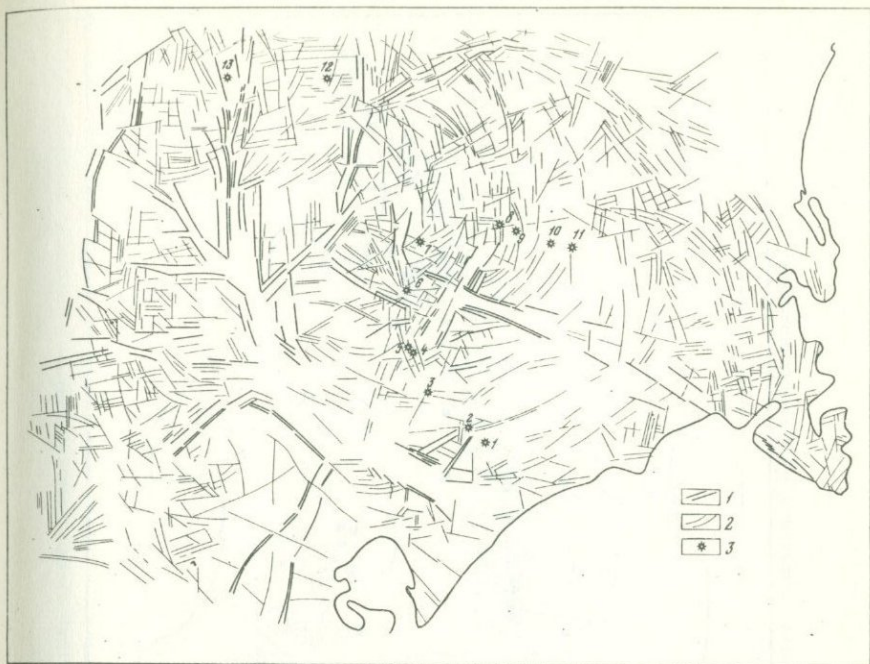
1 — выходы пород нижнего структурного яруса (верхний мел—палеоген); 2 — простираие складчатых структур нижнего яруса; 3 — контуры кольцевой структуры по прогибам поверхности мел-палеогенового фундамента; 4 — контуры кольцевой структуры по выступам и поднятиям поверхности фундамента; 5 — среднеллейстоцен-голоценовые кальдеры; 6 — термальний рифт; 7 — потухшие четвертичные вулканы; 8 — действующие вулканы; 9 — отметки поверхности мел-палеогенового фундамента в метрах над ур. моря



Р и с. 11. Верхнемеловые и послемеловые суммарные вертикальные деформации в Налчевской структуре (реконструкция)

1 — линии равных поднятий (+) и опусканий (—), км; 2 — профили ГСЗ. В основе схемы лежит предположение о первичном субгоризонтальном залегании доверхнемелового субстрата

глубинное вещество и энергию. Последовательное описание истории возникновения, развития и строения такой структуры проделано нами ранее (Масуренков, Комкова, 1977). Сейчас задача состоит в том, чтобы представить более общую картину строения некоторых элементов подобных структур, показать закономерность сочетания их с группировками вулканов и подготовить материал для оценки роли кольцевых структур в энергетическом балансе вулканических поясов. Для этого необходимо обратиться к некоторым основным особенностям строения подобных структур. В качестве примера рассмотрим Налчевскую купольно-кольцевую структуру (Камчатка). На рис. 10 показано положение структуры в системе мел-палеогеновой складчатости Юго-Восточной Камчатки. Контуры структуры очерчиваются кольцевыми системами прогибов и

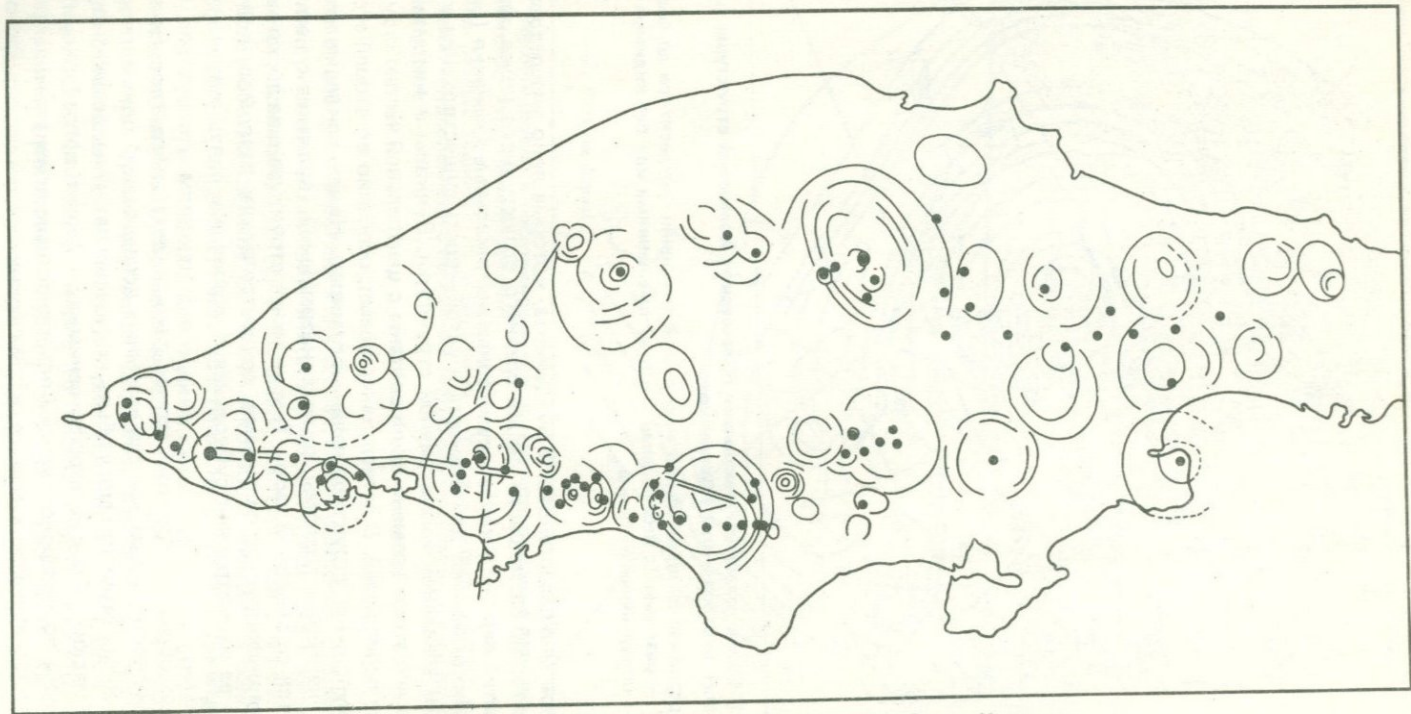


Р и с. 12. Схема разломной тектоники Налачевской кольцевой структуры (по материалам О.Н. Егорова и Ю.П. Масуренкова)

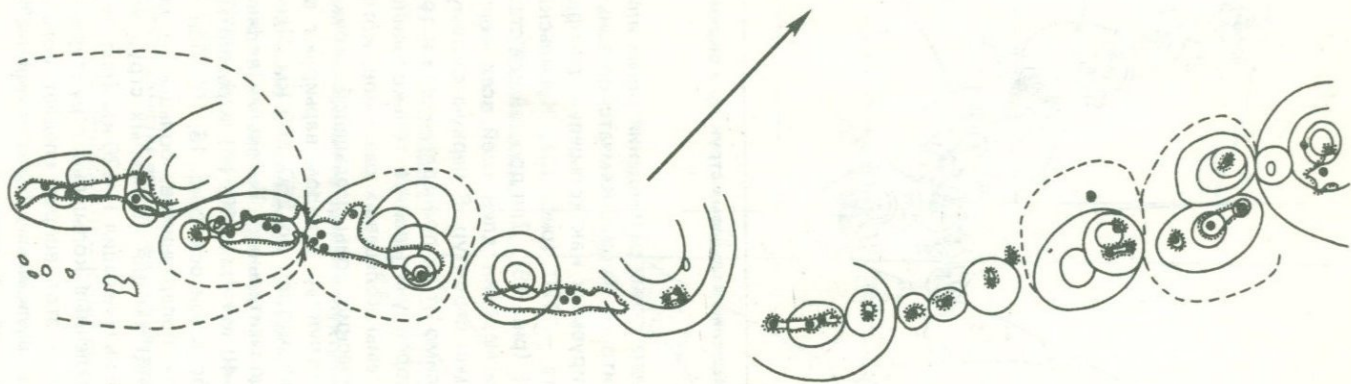
1 — разломы со значительной амплитудой смещения (от десятков до тысяч метров); 2 — разломы с небольшими (метры) смещениями или без видимых смещений; 3 — четвертичные вулканы

выступов мел-палеогенового фундамента, которые явно унаследованы от складчатости. Размещение фаций среднего структурного яруса, фаций и мощностей верхнего яруса и суммарные вертикальные движения (рис. 11) отчетливо выявляют длительность и устойчивость существования концентрически зональной изометричной структуры. Вулканы и интрузии в течение всего этого времени были связаны с центральной частью структуры или с ее периферией. В четвертичное время, особенно во второй его половине, купольная структура начинает отмирать. На нее накладываются секущие линейные разломы разных направлений, вулканизм несколько смещается со сводовой части. Тем не менее структура еще достаточно хорошо дешифрируется системами концентрических разломов, подчеркивающих ее изометричное субкольцевое строение и связь с вулканизмом (рис. 12).

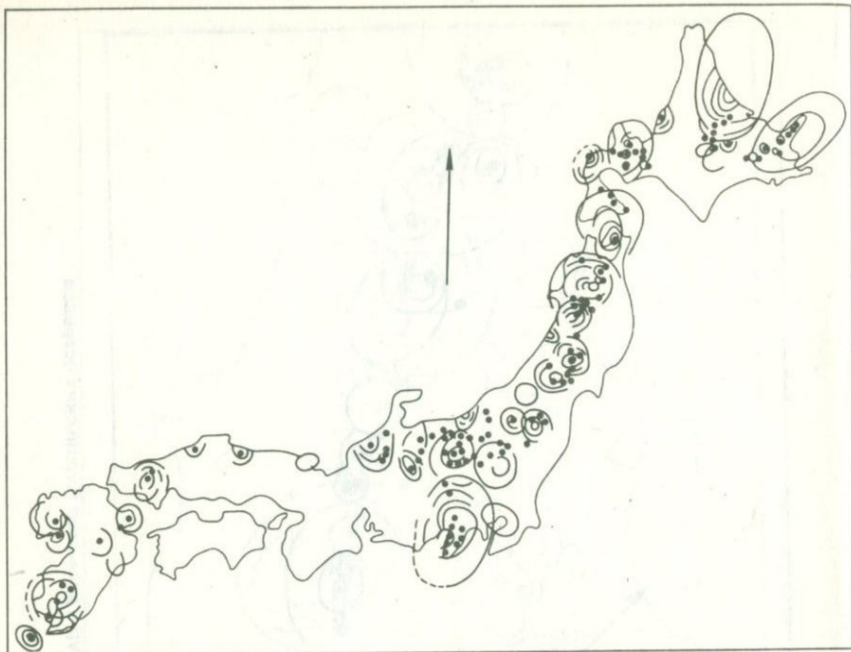
Таким образом, при отсутствии данных детального геологического картирования и невозможности наземных исследований одним из признаков подобных структур могут быть кольцевые разломы, дешифрируемые на космических снимках, аэрофотоснимках и даже топографических картах. Только по морфологическим поверхностным признакам, закрепленным в топографических картах, космических снимках и аэрофотосним-



Р и с. 13. Схема размещения кольцевых структур и разломов Камчатки



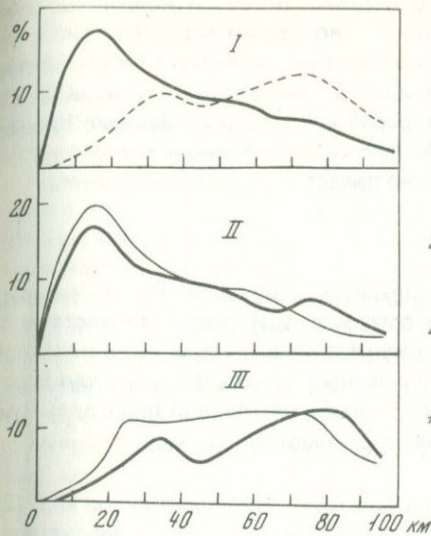
Р и с. 14. Схема размещения кольцевых структур и разломов Курильских островов



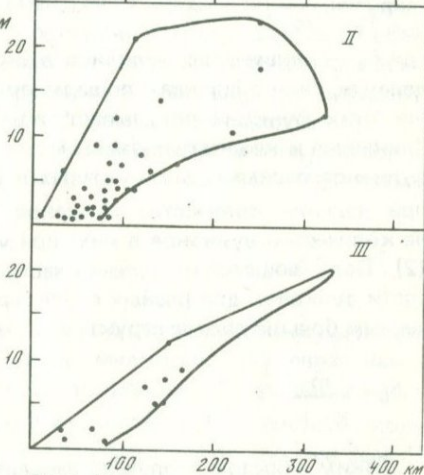
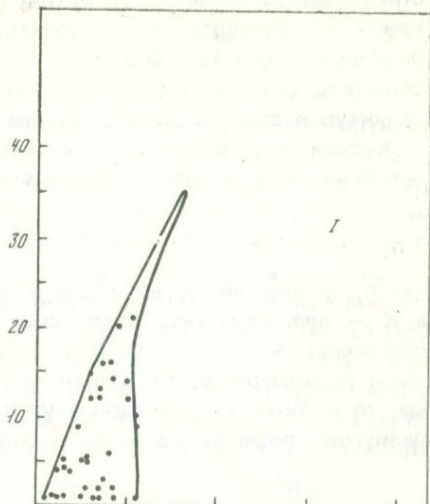
Р и с. 15. Схема размещения кольцевых структур и разломов Японии

ках, мною была составлена схема размещения таких или подобных кольцевых структур на территории Курило-Камчатской зоны и Японии. Количество форм, интерпретируемых как кольцевые, распределилось следующим образом: Камчатка — 120 (рис. 13), Курильские острова — 70 (рис. 14), Япония — 144 (рис. 15). Для простейшей статистической обработки использовались измерения длин осей всех кольцевых разломов и поперечников кольцевых структур. В первую систему подсчетов вошли все разломы, независимо от их принадлежности к той или иной кольцевой структуре. Во второй учитывались только одиночные или внешние самые крупные системы кольцевых разломов, которые могут трактоваться как периферические зоны кольцевой структуры. Диаметры кольцевых разломов и структур в целом варьируют в очень широких пределах: от первых километров до 250–300 км. При этом обнаруживаются и наиболее предпочтительные. Таковыми являются структуры с диаметром 60–90 и 30–40 км (рис. 16, III) и разломы с поперечником 70–80 и 10–20 км по большой оси (рис. 16, II). При совместной обработке всей совокупности поперечников, больших и малых, генерации диаметров 30–40 и 60–90 км для кольцевых структур сохраняются, а для разломов остается лишь генерация 10–20 км (рис. 16, I).

В какой степени выделенные кольцевые структуры являются вулканическими? Для ответа на этот вопрос следует обратиться к анализу соотношения структур с вулканами. Была выведена зависимость количества четвертичных вулканов, размещенных на площади кольцевой



Р и с. 16



Р и с. 17

Р и с. 16. Распределение поперечников вулканоструктур Курило-Камчатской зоны и Японии

I — все малые и большие оси кольцевых разломов (сплошная линия) и кольцевых структур (штрих); II — большие (толстая линия) и малые (тонкая линия) оси кольцевых разломов; III — большие (толстые линии) и малые (тонкие линии) оси кольцевых структур

Р и с. 17. Зависимость количества четвертичных вулканов в кольцевых структурах от их диаметра

I — Камчатка; II — Япония; III — Курильские острова

Р и с. 18. Распределение вулканов по радиальным интервалам кольцевых структур

I — малые структуры; II — большие структуры; III — структуры в целом

структуры, от размера (диаметра) последней. В общем количество вулканов в структурах весьма непостоянно, но все же четко связано с их размером (рис. 17). Эта связь обнаруживает искомую генетическую общность кольцевых структур и вулканов. Принадлежность вулканов и структур к разным поверхностным формам проявления единого процесса вулканизма становится очевидной при количественном выражении полученных зависимостей, которое можно представить в виде формулы:

$$n_1 = \frac{R}{K}, \quad (1)$$

где n_1 — количество вулканов в кольцевой структуре, R — ее радиус, а K — для Камчатки, Курильских островов и Японии соответственно составляет $\approx 2,5; 5; 10$. Если бы распределение вулканов на площади было равномерным, т.е. никак не связанным с кольцевыми структурами, то количество вулканов внутри площади, очерченной произвольным радиусом, подчинялось бы следующей зависимости:

$$n_2 = \frac{\pi R^2}{m}, \quad (2)$$

где n_2 — количество вулканов в структуре при их равномерном распределении, m — заданная площадь, приходящаяся на один вулкан. Сравнение этих функций показывает, во-первых, их принципиальную разницу (линейная и квадратная зависимости), во-вторых, убывающую плотность вулканов в реальных структурах с ростом их радиуса. Последнее видно при делении количества вулканов в структурах разного радиуса (1) на количество вулканов в них при условии равномерного распределения (2). Получающееся от деления частное (ρ) характеризует изменение плотности вулканов для разных структур. Его абсолютное значение тем меньше, чем больше радиус структуры:

$$\rho = \frac{m}{K \pi R}. \quad (3)$$

Таким образом, получена зависимость между размером структуры и количеством вулканов, расположенных в ней. Она указывает также на характер распределения вулканов внутри структур: концентрация к центру и убывание к периферии, что свидетельствует о генетической общности вулканов и структур. Для доказательства этого тезиса ниже приведены прямые наблюдения о распределении вулканов внутри структур (рис. 18). Они были получены подсчетом количества вулканов на площадях, описываемых в структурах 10-километровыми отрезками радиуса. Центр структур определялся как геометрический центр наибольшей совокупности концентрических разломов, входящих в структуру. Были обработаны данные по кольцевым структурам Камчатки и Японии как более достоверные сравнительно со структурами Курильских островов. В результате получена обобщенная модель распределения вулканов в кольцевой структуре как особая форма поверхностного проявления устойчивого потока глубинных вещества и энергии.

Плотность эндогенного потока, выражением которого может служить количество вулканов, в горизонтальном сечении распределяется неравномерно: образует локальные изометричные сгустки, устойчивые во времени и пространстве. Эти устойчивые сгущения потока интерпретируются как генетические звенья или ячейки вулканического пояса. Строение их в горизонтальном сечении также неоднородно: плотность потока (количество вулканов) возрастает к центру сгущения. Кольцевые структуры в подавляющей своей массе (более 90%) совпадают с такими сгущениями вулканов, более того — жесткая связь плотности вулканов с геометрией структур включает последние в единую систему эндогенных дренажных структур. При этом намечается некоторое разделение их на два типа или на две генерации. В малых кольцевых структурах наибольшая плотность вулканов совпадает с их центром, для крупных структур характерно нарастание плотности вулканов к середине радиуса, т.е. получается некоторое подобие вулканического кольца, вложенного в структуру (см. рис. 18).

Для получения полной картины элементарных метрических характеристик генетических центров вулканизма остается привести данные об объемах вулканических пород, накопленных в них в течение четвертичного времени через стратовулканы. Они варьируют в очень широких пределах: от первых десятков до 1—2 тысяч км³. Модальный интервал: 0—100 км³ (37,0%). Средняя величина объема четвертичных вулканитов в средней купольно-кольцевой структуре (300 км³) показывает, что в ней размещается шесть средних вулканов.

ВЫВОДЫ

1. Методы геолого-структурных и геоморфологических исследований позволяют выделить концентрически-зональные структуры, связанные с вулканическими центрами островных дуг и орогенов. Основным морфологическим признаком таких структур является наличие системы кольцевых разломов, которые совместно с плавными деформациями земной поверхности обеспечивают сложное сочетание телескопированных мультископированных купольных и купольно-кальдерных форм.

2. Связь таких структур с вулканическими центрами реализуется в виде статистически проявляющейся зависимости между диаметром структур и количеством вулканов в них, плотностью вулканов и расстоянием от центра структуры.

СУПЕРВУЛКАНЫ — АБСОЛЮТНЫЕ ПРЕДЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

По-видимому, рост вулканов в высоту ограничивается каким-то пределом, так как опыт свидетельствует о конечности всех геологических форм, в том числе и вулканических. Несмотря на аксиоматичность этого суждения, оно нуждается все же в специальном рассмотрении. Отыскание такого предела и его количественное выражение было бы полезным для оценки энергетических ресурсов и понимания механизма вулканического

процесса. Ведь очевидно, что построение более высокого конуса при прочих равных условиях требует большей работы. Когда эта работа становится невыгодной для вулканической системы? Всегда ли она связана с прекращением вулканизма? Или система избирает новые формы самовыражения в виде новых вулканов, новых типов извержения?

Даже этого короткого перечня вопросов достаточно, чтобы прийти к однозначному выводу: необходимо знать, когда, как и на каком уровне рост вулкана достигает предела. Нельзя сказать, что попытки подобных поисков не предпринимались. Однако, как мне представляется, они зачастую были повернуты в сторону решения частных задач механического свойства (Мильне, 1878; Кюенен, 1950 — цитируется по Лучицкому, 1971; Штейнберг, Соловьев, 1976 и др.). На главное направление поиска впервые вышел, по-видимому, А. Холмс (1949), связавший высоту вулкана с действием гидростатических сил; эта высота зависит, таким образом, от соотношения плотностей магм и вмещающих пород с глубиной очага. Расчеты А. Холмса были повторены Ф. Тернером и Д. Ферхугеном (1961), но проблема предельных вулканов оставалась нерешенной до исследований, специально этому посвященных автором (Масуренков, 1974, 1977), когда была установлена связь между высотой вулканического конуса и высотой фундамента вулканов (рис. 19). Во всей совокупности действующих вулканов Земли выделяется такая группа вулканов, для которой зависимость описывается уравнением:

$$b = 4,5 (\pm 1) - 0,69H, \quad (4)$$

где b — относительная высота вулкана в километрах, H — высота фундамента вулкана в километрах над ур. моря. Эта зависимость означает для земных вулканов достижение абсолютного предела, выше которого расплавы не в состоянии подняться путем создания конуса. Действительно, при высоте рельефа 3000—5000 м над ур. моря извержение не может построить конус с относительной высотой более 3000 м. Для рельефа, отвечающего уровню океана, энергетика магм возрастает так, что возможно построение вулканического конуса до 5000 м высотой. И лишь в океанических впадинах глубиной 4000—5000 м встречаются гиганты вулканы с высотой конуса до 6000—9000 м. Здесь, следовательно, имеет место появление на поверхности Земли самых энергоемких магм, поднимающихся на наибольшую относительную высоту. И все же все вулканы, отвечающие равенству (4), в известном смысле равнозначны. Они являются высочайшими вулканами для соответствующего гипсометрического уровня и заслуживают специального определения как супервулканы.

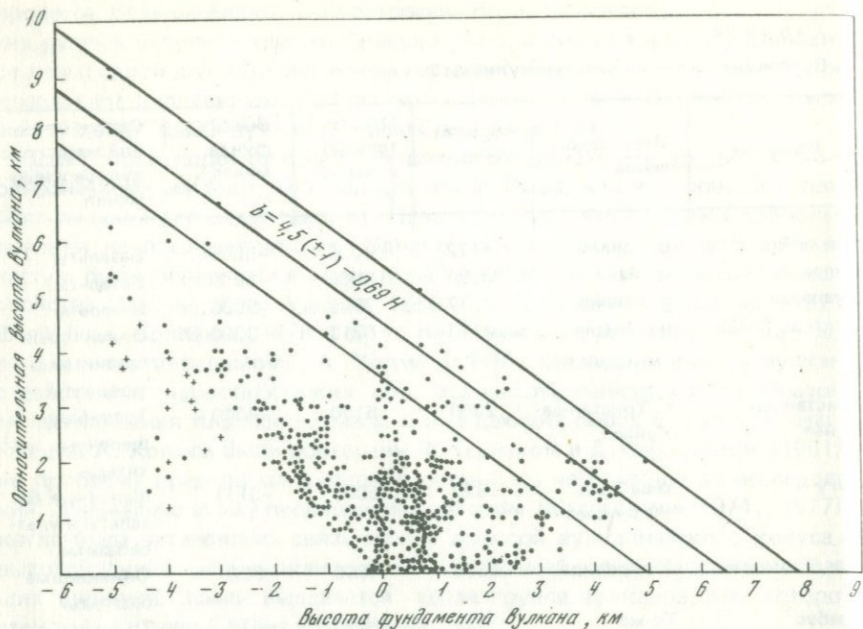
Предельные и близкие к ним вулканы, отвечающие максимально возможной для Земли относительной высоте подъема магм и связанные с высотой рельефа по формуле (4), приведены в табл. 3. Некоторые высотные параметры для них уточнены или дополнены на основании повторных замеров сравнительно с приводимыми в каталогах.

Особенностью предельных вулканов является менее высокий процент излияний из центрального кратера сравнительно с другими действующими вулканами мира: соответственно 35 и 60%. Извержения предельных вулканов становятся преимущественно побочными, так как магма уже почти не в состоянии преодолеть высоту построенного

Таблица 3

Супервулканы — предельные вулканы Земли

Название	Местонахождение	Абсолютная высота, м	Относительная высота, м	Высота фундамента, м	Состав основной массы продуктов извержения
Мауна Лоа	о. Гавайи	4172	9000	-5000	Базальты
Халеакала	о. Мауи	3058	8000	-5000	Базальты
Хуалалаи	о. Гавайи	2517	7500	-5000	Базальты
Пико де Тейде	о. Тенериф	3713	6713	-3000 (?)	Оливиновые базанитоиды, фонолиты
Тристан-да-Кунья	о. Тристан-да-Кунья	2060	6100	-4040	Трахибазальты, щелочные трахиты
Фогу	о-ва Зеленого Мыса	2829	6000	-3171	Щелочные базальты и ультрабазиты
Пик Фримана	Антарктида	3650	4600	-950	Оливиновые базальты
Зребус	То же	4023	4500	-477	То же
Килиманджаро	Африка	5898	4400	1500	Фонолиты, трахибазальты, ромбенпорфиры
Ключевской	Камчатка	4850	4100	750	Базальты
Камерун	Африка	4070	4100	-30	Трахибазальты
Фудзи	Япония	3776	3700	76	Андезитобазальты
Семеру	Индонезия	3776	3620	56	Базальты
Эль Мисти	Перу	5825	3500	2325	Андезиты
Орисаба	Мексика	5675	3300	2375	Андезиты
Попокатепетль	Мексика	5442	3252	2200	Андезиты
Тунгурауа	Эквадор	5016	3000	2000	Андезиты
Меру	Африка	4568	3000	1555	Трахибазальты
Котопахи	Эквадор	6005	2700	3300	Андезиты
Льюльяльяко	Чили	6723	2500	4200	Базальты
Невадо Ойос	Чили	6885	2000	4885	?
дель Саладо					
Гвадалатири	Чили	6060	2000	4060	?
Такора	Чили	5980	2000	3980	Андезиты
Эльбрус	Кавказ	5633	2000	3633	Дациты
Антисана	Эквадор	5756	1800	3956	Дациты, липариты
Топима	Колумбия	5610	1900	3700	Андезиты, Дациты
Гуила	Колумбия	5750	1900	3850	Андезиты, дациты



Р и с. 19. Зависимость относительной высоты вулканов от высоты их фундаментов

ею же конуса. Энергетически доступными остаются только высоты под ножей и склонов. В этом отношении особый интерес представляют вулканы о. Гавайи. Они могут быть названы предельными лишь с известным допущением, так как строго к этой категории относится только один вулкан — Мауна Кеа (4204 м), извержение которого в историческое время не зафиксировано (почему он и не относится к действующим); остальные вулканы могут рассматриваться лишь как его побочные конусы, в большей или меньшей степени приближающиеся к предельным. Ближе всех к нему по высоте — Мауна Лоа (4172 м) — активнейший вулкан мира. Однако значительная масса лав изливается через побочные кратеры, главный из которых Килауэа. Таким образом, те извержения, которые в каталоге отмечаются как центральные для данного сооружения (Килауэа, Мауна Лоа или Хуалалали), в действительности являются побочными для предельного вулкана Мауна Кеа.

Таким образом, переход вулкана к преимущественным излияниям через побочные кратеры, находящиеся на более низком гипсометрическом уровне, чем центральные, означает тем самым приостановку в росте высоты его конуса и может служить одним из доводов в пользу тезиса о достижении им предельной высоты.

Выводы

1. Выявлена зависимость между гипсометрическим положением фундаментов вулканов и относительной высотой конусов. Установлено, что каждому гипсометрическому уровню планеты соответствует пре-

дельная высота вулканического конуса. Наибольших значений она достигает в океанах, наименьших — в орогенах.

2. Вулканы, достигшие предельной высоты, следует рассматривать как равновесные системы, в которых энергетические возможности расплава уравновесились воздействием комплекса внешних сил.

Глава 3

ГЕОМЕТРИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

РАЗМЕРЫ И ФОРМА ИНТРУЗИЙ В ГОРИЗОНТАЛЬНОМ СЕЧЕНИИ

Из всех ассоциаций пород, слагающих кору Земли, в качестве глубинных аналогов вулканитов могут быть названы только плутонические породы, а в роли корней вулканов могут выступать только плутонические тела. Поэтому решение любой проблемы вулканизма невозможно без поиска, определения и изучения тех плутонических или интрузивных образований, которые действительно являются частью бывших вулканических систем — генетических ячеек вулканизма. Это не простая задача. Наиболее успешно она решалась Е.К. Устиевым, который ввел в обиход понятие "вулcano-плутонические формации". Показав правомерность выделения таких формаций в самостоятельный класс, Е.К. Устиев и его последователи анализировали также конкретные формы связи вулканов с интрузиями, которые могли бы лечь в основу общей модели вулcano-плутонической системы.

Особенно плодотворно это направление развивается К.Н. Рудичем: им выделен субвулканический класс интрузивных тел и показаны особенности их морфологии, состава, условий становления и связи с другими фациями магматизма (Рудич, 1959; 1966; 1970; 1971). Эти и подобные им представления сыграли положительную роль, ориентируя последующие исследования в направлении между двумя крайними концепциями. По-видимому, основоположником первой следует считать Зюсса, выдвинувшего в конце прошлого столетия схему последовательного перехода вулканического конуса в абиссальный гранитный массив через систему расширяющихся по направлению вниз дайковых и лакколитовых образований (Э. Раген, 1972). Противоположная концепция о полной независимости вулканических и плутонических ассоциаций впервые высказана Кеннеди и Андерсоном (Kennedy, Anderson, 1938) и недавно вновь аргументирована П. Харрисом, У. Кеннеди и К. Скарфом (1972). Основной довод сторонников этой концепции состоит в признании за гранитными плутоническими магмами исключительной особенности быть всегда насыщенными водой, что делает их неспособными к вертикальным перемещениям вследствие кристаллизации от потери воды.

В настоящее время накоплено достаточно много данных, свидетельствующих о непосредственных и опосредованных связях между интрузиями и вулканами независимо от состава слагающих их пород. Наиболее

яркими примерами таких связей служат кольцевые субвулканические комплексы. Вот как резюмирует их изучение Э. Раген: "Плутонические породы, слагающие эти кольцевые системы, формирующие концентрические дайки или небольшие батолиты в их внутренних частях, имеют очевидную связь, как петрографическую, так и структурную, с вулканическими породами. Нередко наблюдается даже конвергенция плутонических и вулканических фаций в краевых частях этих тел" (Раген, 1972, стр. 238). Примеры такой связи интенсивно множатся в последние годы в связи с изучением кольцевых и изометричных структур (Свешникова, 1973; Белый и др., 1974; Ван-Ван-Е, 1974; Болотников и др., 1974; Толкачева, 1974; Перекалина и др., 1974 и др.).

Независимо от результатов дискуссии и вне связи с нею следует исходить из непреложного факта устойчивого и длительного существования вулканических центров, через которые на поверхность Земли поступает огромное количество магматического материала, в основании которых происходит метасоматоз, рудообразование и совершается сложный комплекс структурных и вещественных преобразований верхних горизонтов земной коры (Масуренков, 1957, 1961; Масуренков, Комкова, 1977). Все это не может оставить без последствий и более глубокие зоны таких центров. Естественнее всего признаки теплового и вещественного взаимодействия корней вулканов со средой искать в первую очередь среди интрузивных образований и их экзоконтактов. Поэтому так важно составить представление о форме последних. Широко известны классические описания интрузивных форм Р.А. Дэли (1936), А. Баддингтона (1963), К. Менерта (1971), Э. Рагена (1972). Из советских работ, освещающих морфологию плутонических образований, следует упомянуть монографии К.Н. Рудича (1959; 1966), Т.В. Перекалиной (1966), Р.М. Слободского (1971), Н.Д. Соболева с соавторами (1959) и И.А. Тарарина (1971). Вообще же в литературе рассеяно огромное количество сведений о форме плутонических тел разного состава и разной глубинности. Однако основополагающие представления по этой проблеме еще не сформулированы. Резюмируя ее краткий обзор, Н. Раст делает весьма пессимистическое заключение: "... широко распространенное мнение, согласно которому нам уже все известно в описательной геологии и теперь преимущественно надлежит заниматься решением генетических проблем, в действительности не соответствует характеру имеющихся сведений" (Раст, 1972, стр. 301).

Поскольку основной задачей настоящей работы является построение обобщенной модели генетической ячейки вулканизма, поиск интрузий, возможно связанных с вулканизмом или являющихся его корнями, осуществлялся путем формализации некоторых простейших их морфологических признаков.

При картировании геолог имеет дело, по существу, с горизонтальным срезом интрузивного тела, так как расчленение его по вертикали в условиях земной поверхности незначительно: Иногда удается реконструировать глубину этого среза от дневной палеоповерхности, но никогда нельзя быть уверенным, насколько высоко интрузия простиралась в сторону этой поверхности. Геофизические исследования иногда позво-

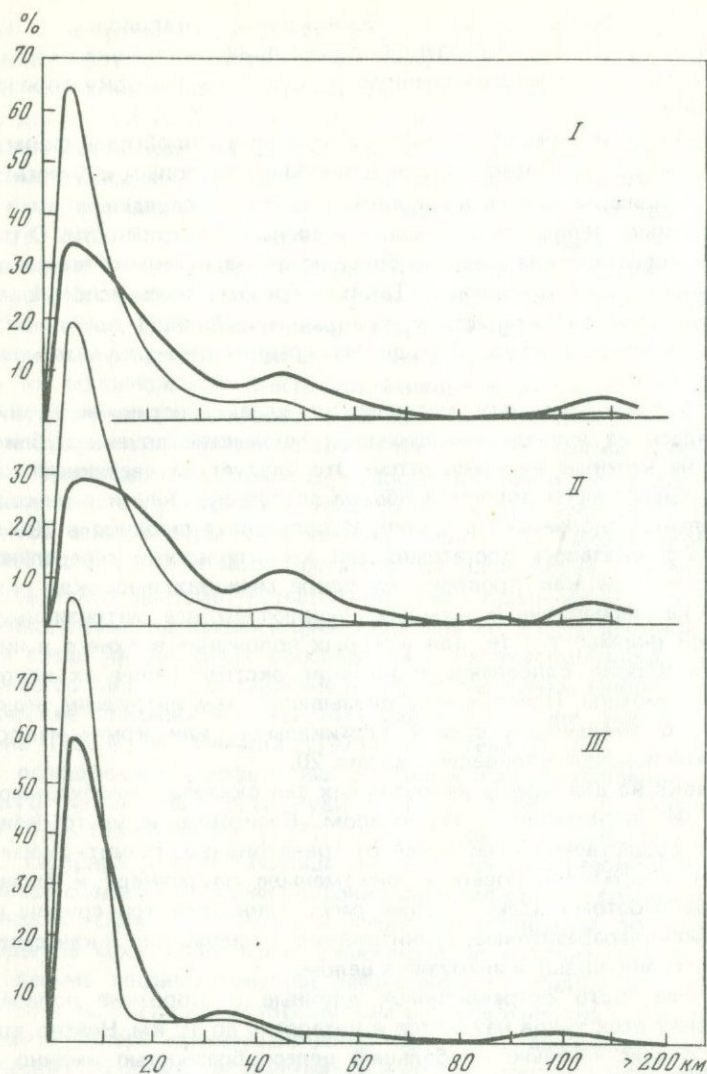
ляют строить более или менее обоснованные предположения о "дне" плутона, но в целом для создания модели приходится пока рассчитывать на более или менее многочисленную и случайную выборку горизонтальных срезов.

Интрузии при этом обнаруживают крайнее разнообразие форм и размеров. Став на путь формализации, я отказался от попыток учесть бесконечность вариаций и свел их к двум достаточно определенным и легко определяемым величинам: размер и степень изометричности. О размере хорошее представление дают наибольшие длина и ширина тела, а об изометричности — их отношение. Таким образом, здесь использованы те же метрические характеристики, которые применялись при анализе геометрии вулканоструктур. Это делает сравнимыми результаты выполненного анализа.

Выборка необходимых метрических характеристик интрузий осуществлялась из вышеперечисленных и множества других публикаций, ссылки на которые не приводятся. Это следует из уверенности в том, что подобные факты являются общим достоянием науки и не содержат оригинальных творческих решений. Использована выборка в 396 интрузий. Этого оказалось достаточно для характеристики генеральной совокупности, так как проверка на вдвое меньших выборках показала совпадение вариационных кривых. Исключены все интрузивные тела пластовой формы, т.е. те, для которых положение верхнего и нижнего контакта вполне однозначно и никакие экстраполяции их вверх или вниз невозможны. Предпочтение оказывалось тем интрузиям, контакты которых с вмещающей средой вертикальны или круто наклонены. Результаты подсчетов приведены на рис. 20.

Разбивка на два класса интрузивных тел оказалась необходимой при первом же знакомстве с материалом. Базитовые и ультрабазитовые интрузии существенно отличаются от гранитоидных, гранит—диоритовых и гранит—диорит—габбровых — они меньше по размеру и более изометричны. Поэтому здесь и далее рассматриваются три группы интрузий: базит—ультрабазитовые, гранитоидные (содержащие в качестве главной фазы гранитоиды) и интрузии в целом.

Наиболее часто встречающиеся длинные и короткие поперечники в интрузиях всех типов находятся в интервале до 10 км. Неясно, связано ли это с действительно наибольшей целесообразностью именно таких размеров или в этом сказывается предпочтительная склонность исследовать интрузии малых форм? Последнее не исключается. Более того, есть все основания предполагать, что "фактор привлекательности экзотичного" автоматически влияет на выбор. Достаточно заглянуть в любое руководство по петрографии изверженных пород, чтобы убедиться, сколь несоответственно много места и внимания уделяется породам, играющим ничтожную роль в петрогенезисе планеты. По-видимому, действует также и "эффект робости перед великим", прочно закрепленный излюбленным афоризмом: "необъятное объять невозможно". Так или иначе в научной литературе сведения об интрузиях малых форм встречаются значительно чаще, чем о крупных и особенно среди основных и ультраосновных плутонов.

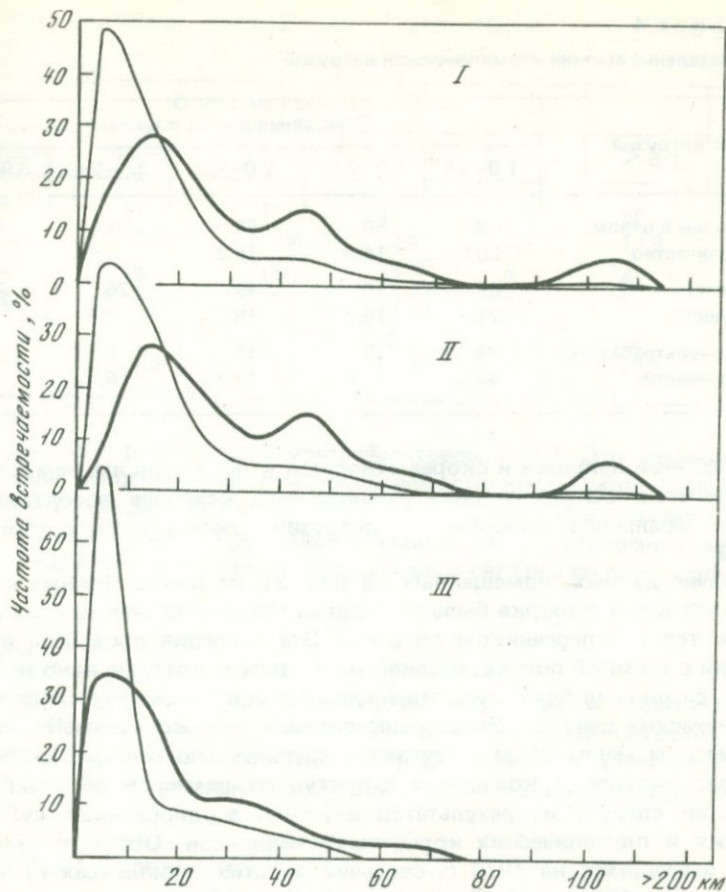


Р и с. 20. Распределение линейных размеров интрузий

I — все интрузии; II — гранитоидные и гранит-диорит-габбровые интрузии; III — базит-ультрабазитовые интрузии. Толстые линии — длина, тонкие — ширина

Вторую генерацию образуют интрузивные тела с поперечником 30–40 км (базиты–ультрабазиты) и 40–50 км (гранитоиды). Далее с возрастанием длины поперечников количество интрузий резко сокращается и в интервале 100–200 км, по существу, сходит на нет.

Правда, известны такие гигантские батолиты как Сьерра-Невада (Калифорния, США) — 560 x 97 км, батолит Берегового хребта (Аляска–Британская Колумбия) — 2000 x 200 км и др. Однако детальные исследова-



Р и с. 21. Распределение линейных размеров интрузий, способных играть структурообразующую роль

I — интрузии в целом; II — интрузии гранитоидов; III — интрузии базитов. Толстые линии — длина, тонкие — ширина

дования показывают, что их нельзя рассматривать как единые тела. Например, батолит Сьерра-Невада сформировался внедрением множества отдельных интрузий диаметром 5–20 км (Noble, 1952 — по Менерту, 1971). Время между внедрениями отдельных частей в среднем составляло 2 млн. лет (Faul, 1954 — по Баддингтону, 1963). Аналогичные данные получены по батолитам Берегового хребта (Matzko a.o., 1958 — по Баддингтону, 1963), Боулдер (Кнопт, 1957; 1964), Хайтинг — Лейк (Hamilton, 1956), Уоллова (Taubeneck, 1964), Южно-Калифорнийский (Larsen, 1948 — по Баддингтону, 1963 и др.). Неизвестно, все ли гигантские батолиты образовались подобным путем, т.е. слиянием в единый массив вполне самостоятельных интрузий. Если это даже не так, в своих дальнейших построениях я исключаю их из рассмотрения на том основании, что оставшиеся гигантские батолиты в количестве четырех, составляют

Таблица 4

Распределение степени изометричности интрузий

Типы интрузий	Отношение длины к ширине				
	1,0–1,5	1,5–2,0	2,0–2,5	2,5–3,0	3,0–3,5
Интрузии в целом, %, количество	103 26,0	59 14,9	60 15,2	31 7,8	29 7,3
Гранитоиды, %, количество	69 21,7	50 15,7	49 15,4	26 8,2	25 7,8
Базит–ультрабазиты, %, количество	34 43,5	9 11,5	11 14,1	5 6,4	4 5,2

лишь 1% всей выборки и скорее относятся к исключениям, чем к правилу. На этом основании здесь принято, что наиболее вероятная длина максимального поперечника интрузий редко может превышать 200 км.

Отличие данных, помещенных на рис. 21, от рассмотренных состоит в том, что в ней выборка была сокращена также и за счет мелких интрузивных тел с поперечником до 5 км. Эта операция проделана в соответствии с логикой поиска: отсеивание интрузий, которые явно не могут играть сколько-нибудь существенную роль в структурообразовании вулканических центров. Выше было показано, что кольцевые структуры с диаметром менее 5 км встречаются сравнительно редко. Зависимость размеров кальдер и кольцевых структур от размеров интрузий в их основании следует из результатов изучения эродированных субвулканических и плутонических кольцевых комплексов. Обстоятельная подборка имеющихся на 1970 г. сведений об этих комплексах приведена Э. Рагеном (1972), И.В. Лучицким (1971) и Е.В. Свешниковой (1973). Наиболее распространенные размеры кольцевых комплексов-интрузий составляют 10–20 км, реже они достигают 50–60 км, но почти никогда не опускаются ниже 5 км. Таким образом, исключив из выборки малые и очень крупные интрузивные формы, мы повышаем вероятность отыскания среди оставшихся интрузий связанных с вулканоструктурами.

Средние размеры интрузий гранитоидов – 30 × 14 км, габброидов – 15 × 9 км, интрузий в целом – 25 × 13 км. При включении в выборку гигантских батолитов средние размеры интрузивных тел получают иными: гранитоиды – 42 × 18; габброиды – 15 × 9 и в целом 37 × 17 км.

Таким образом, гранитоидные интрузии заметно крупнее базит–ультрабазитовых: по площади горизонтального сечения – в 3–5,5 раза, по длине поперечников – в 2–2,5 раза. Отличаются они и по степени изометричности: среди основных–ультраосновных интрузивных тел значительно чаще встречаются изометричные тела, чем среди гранитоидных (табл. 4). Отношение длины к ширине в средней гранитоидной интрузии равно

Отношение длины к ширине						Сумма
3,5—4,0	4,0—4,5	4,5—5,0	5,0—5,5	5,5—6,0	> 6,0	
14	17	11	14	3	55	396
3,5	4,3	2,8	3,5	0,8	13,9	100
11	16	10	12	3	47	318
3,5	5,0	3,1	3,8	0,9	14,8	100
3	1	1	2	—	8	78
3,9	1,3	1,3	2,6	—	10,3	100

примерно 2,1, в базитовой—ультрабазитовой — 1,7. Это очень важный показатель относительной приспособляемости интрузивных тел к анизотропии окружающей среды. Следовательно, наибольшая дискордантность и независимость свойственна основным и ультраосновным расплавам. Гранитоидные магмы в большей мере связаны со средой обитания.

Выводы

Определены средние размеры интрузивных тел в горизонтальном сечении. Показано существенное отличие морфологии интрузий гранитоидов от базит—ультрабазитов: площадь сечения и анизометрия гранитоидных тел значительно больше, чем габброидных и ультраосновных.

ТРЕХМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ИНТРУЗИЙ

Метод "... идеализированной реконструкции, исходящей из воссоединения разрозненных наблюдений" (Раген, 1972, стр. 237), издавна использовался при попытках представить целостную картину любого вертикального протяженного геологического процесса будь то метаморфизм, интродирование, рудогенез или структурообразование. Повидимому, геологу всегда придется собирать воедино разрозненные фрагменты генетически единого процесса, относящиеся, однако, к совершенно разным его представителям, разделенным в пространстве и времени. Последствия таких процессов никогда не сохраняются для наблюдателя во всей своей полноте и целостности. Уязвимость метода — в его основании на интер- и экстраполяциях, поэтому он неоднократно подвергался критике. И все же сегодня в нем видится единственная возможность осмыслить некоторые наиболее общие закономерности. Применительно к интрузивным системам такого рода реконструкция выполнена Баддингтоном (1963). Гранитные плутоны Северной Америки разделены им на три группы по глубине образования: эпизоны (0—10 км), мезозоны (6—16 км) и катазоны (10—19 км). Гранитные плутоны эпи-

зоны характеризуются непосредственной связью с вулканизмом, секущими контактами и резким энергетическим контрастом с окружающими породами рамы. Они могут переходить в граниты мезозоны. Последние не столь резко контрастны к раме, сопровождаются гранитизацией, образуют, наряду с секущими, согласные контакты. Переход их к гранитам катазоны, где широко проявлена гранитизация, а контакты с окружающими гнейсами обычно согласны, не ясен. Непрерывность перехода не исключается. Проводя подобные же реконструкции для формации высокоглиноземистых гранитов, Э.П. Изох (1965) пришел к выводу о непрерывности переходов между вулканитами и гранитами эпи-, мезо- и катазоны. Эти представления развивают идеи Э. Зюсса и Р. Дэли (1936) о существовании непрерывных генетически единых колонн магматических пород от поверхности до глубинной зоны магмообразования. Весь объем накопленных после этого сведений был обсужден в 1969 г. на Ливерпульском симпозиуме по проблеме "Механизм интрузий магмы". Резюмировать развернувшуюся дискуссию можно примером, сообщенным М. Боттом с соавторами (1972). На юго-западе Англии на расстоянии примерно 200 км обнажаются пять крупных (от 16 x 8 до 35 x 25 км) гранитных тел. Геофизическое их исследование показало, что тела расширяются книзу и на некоторой небольшой глубине объединяются в единый батолит, простирающийся до глубины, по меньшей мере, 12 км. Далее, до поверхности Мохо (27 км), расположены породы, скоростные свойства которых свидетельствуют об их принадлежности к гранодиоритам или диоритам. Резкая граница между гранитами и гранодиоритами отсутствует. Эти данные истолковываются как пример непрерывного плутона, простирающегося по вертикали на всю мощность коры.

Таким образом, метод реконструкции на основе "воссоединения разрозненных наблюдений" на этом примере получает принципиальное подтверждение. Все это вселяет уверенность в правомерности его использования для создания идеализированной модели плутона путем воссоединения многочисленных горизонтальных срезов интрузивных тел воедино.

Для выполнения этой задачи необходимо располагать сведениями о вертикальном положении срезов относительно поверхности Земли в момент образования интрузий. Наиболее надежным способом восстановления модели является геологическая реконструкция. Приблизительно для одной четверти интрузий, попавших в выборку, авторы приводят сведения о подобной реконструкции. Вторым путем накопления данных о глубине становления интрузий стал метод термодинамической реконструкции по минеральным парагенезисам. Для тех интрузивных тел, в описании которых содержались сведения о минералогическом составе пород собственно интрузий и экзоконтактов, была оценена глубина их становления по диаграммам состояния (Маракушев, 1969; Добрецов и др., 1970; Перчук, 1970). Таким способом были получены приблизительные представления о глубине положения около 140 изученных срезов гранитоидов и около 30 — базитов—ультрабазитов (рис. 22). Для сравнения использованы также те немногочисленные

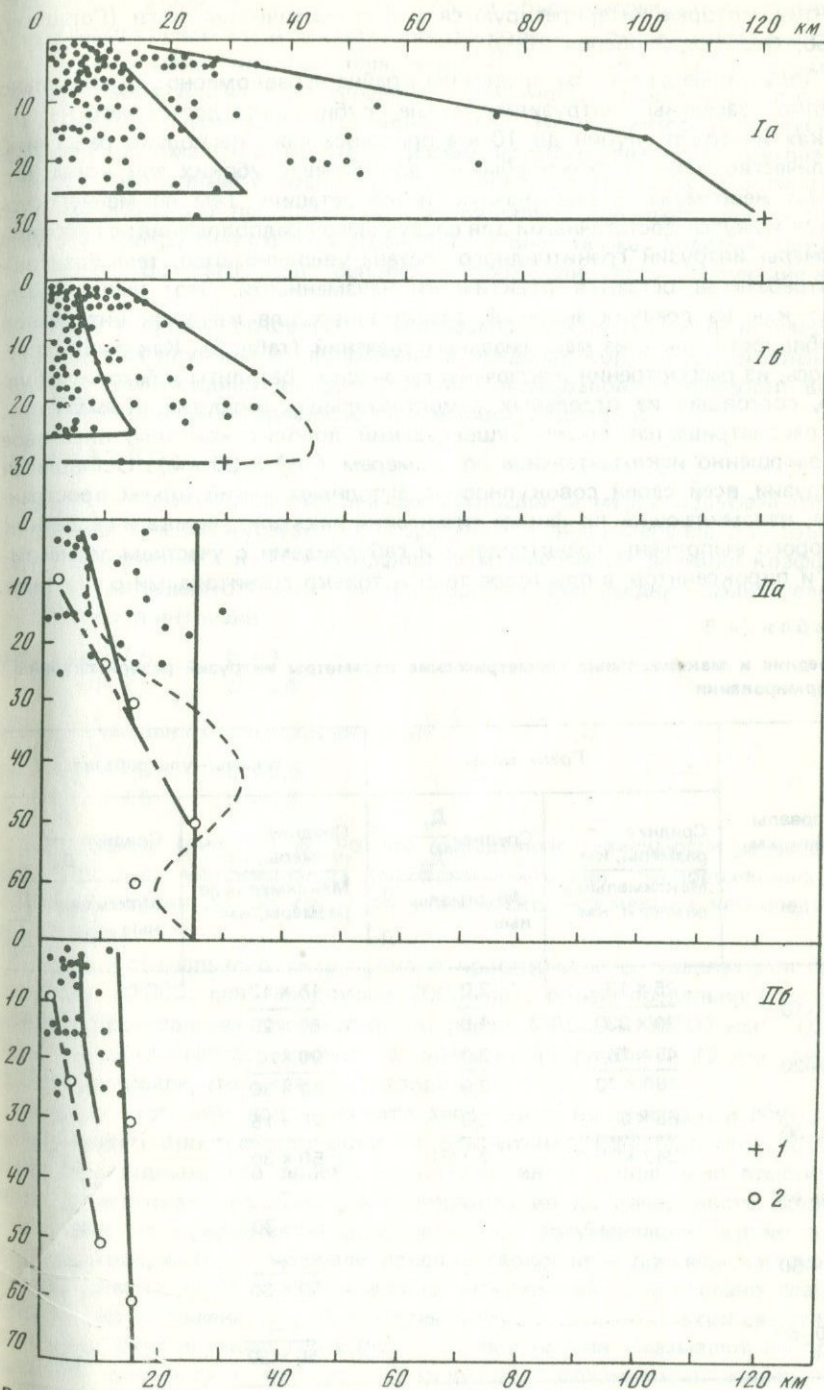


Рис. 22. Зависимость линейных размеров интрузий от глубины их положения

I — гранитоиды; II — базальты; а — длина; б — ширина; 1 — батолит юго-западной Англии; 2 — магматические очаги по геофизическим данным

геофизические данные об аномальных зонах внутри коры и верхней мантии, которые интерпретируются как магматические очаги (Горшков, 1956; Федотов, Фарберов, 1966).

Полученные данные распределены крайне неравномерно: сравнительно плотно "заселены" интрузиями малые глубины, вследствие чего на графиках интервал глубин до 10 км пришлось даже несколько разделить. Количество данных резко убывает для более глубоких зон коры, что делает невозможной однозначную интерпретацию. Тем не менее основания кажутся достаточными для следующего предположения: с глубиной размеры интрузий гранитоидного состава увеличиваются, тела базитов—ультрабазитов остаются практически неизменными. Этот вывод вытекает как из средних значений, рассчитанных для крупных интервалов глубинности, так и из максимальных значений (табл. 5). Как выше отмечалось, из рассмотрения исключены гигантские батолиты и батолит Боулдер, состоящие из отдельных самостоятельных интрузий. Кроме того, не рассматривается также Бушвельдский лополит как тело пластовое и совершенно исключительное по размерам (480 x 80 км). Оставшиеся интрузии всей своей совокупностью заполняют некий объем пространства, напоминающий по форме гигантский лакколит, ножка и сердечник которого выполнены гранитоидами и габброидами с участием перидотитов и пироксенитов, а пластовое тело — только гранитоидами с участием

Таблица 5

Средние и максимальные геометрические параметры интрузий разной глубины формирования

Интервалы глубин, км	Гранитоиды		Базиты—ультрабазиты	
	Средние размеры, км	Среднее $\frac{D_1}{D_2}$	Средние размеры, км	Среднее $\frac{D_1}{D_2}$
	Максимальные размеры, км	Максимальные $\frac{D_1}{D_2}$	Максимальные размеры, км	Максимальные $\frac{D_1}{D_2}$
0—10	25 x 13	2,0	15 x 12	1,3
	70 x 33	1,8	50 x 25	2,0
10—20	45 x 15	3,0	20 x 10	2,0
	180 x 70	2,9	50 x 30	1,7
20—30	65 x 28	2,3	25 x 15	1,7
	240 x 90 (?)	2,7 (?)	50 x 30	1,7
30—40	—	—	—	—
	—	—	50 x 30	1,7
40—50	—	—	—	—
	—	—	50 x 30	1,7
50—60	—	—	—	—
	—	—	55 x 30	1,7

диоритов и габбро. Весь этот интрузивный объем очерчивает предельную экспансивность магмы в захвате пространства — его поверхности достигают только самые крупные тела, остальное большинство располагается внутри объема, ближе к его середине. Поверхность, проведенная по средним значениям размеров интрузивных тел в разных интервалах глубин, выделяет оптимальный объем и форму идеализированного плутона и отвечает ординарным условиям интрузивного процесса. Форма оптимального интрузивного пространства принципиально повторяет форму предельного интрузивного пространства — она также подобна форме лакколита. Все это дает основание сформулировать следующие выводы.

Размер и форма основных — ультраосновных плутонов практически не зависят от глубины их положения в пределах коры. Горизонтальные размеры гранитоидных интрузий разных интервалов глубинности возрастают с глубиной интервала по зависимости, близкой к

$$R_{1,2} = a + bh, \quad (5)$$

где $R_{1, 2}$ — соответственные значения большой и малой полуосей горизонтальных сечений интрузий; h — средняя глубина интервала, в котором они расположены, a и b — коэффициенты. Численные значения коэффициентов распределяются следующим образом: для средних поинтервальных размеров интрузий

$$\begin{array}{ll} \text{при } R_1 a = 7,5 & b = 1 \\ R_2 a = 3 & b = 0,4 \end{array}$$

Для максимальных размеров интрузий

$$\begin{array}{ll} \text{при } R_1 a = 7,5 & b = 5,5 \\ R_2 a = 7,5 & b = 1,8 \end{array}$$

На графике (рис. 23) видно, что выведенные зависимости не выдерживаются для максимальных размеров интрузий, расположенных в интервале глубин 20—30 км — здесь они несколько меньше, чем следует из формулы.

Объем оптимального интрузивного пространства составляет для гранитоидов 20 000, для габброидов 7000 км³, объем предельного интрузивного пространства соответственно равен 300 000 и 30 000 км³. (Для базитов—ультрабазитов приведены значения до глубины 30 км, т.е. в том же интервале, что и для гранитоидов.)

Вопрос о степени вертикального заполнения предельного и среднего интрузивного пространства остается открытым. Представляется совершенно очевидным, что далеко не каждое интрузивное тело простирается по вертикали от зоны магмообразования до поверхности Земли. Этот тезис не нуждается в дополнительной аргументации, кроме той, которая содержится в арсенале полевой геологии — примеры интрузий с дном или кровлей не представляют исключений. Значительно слабее обосновано положение о действительном существовании таких сквозных плутонов. Выполненные геометрические построения указывают на присутствие внутренних причин, управляющих механизмом завоевания магмой пространства. Эти причины в целом едины для родственных

магм и резко отличны для базальтовых и гранитоидных ассоциаций. Их действие в гранитном расплаве реализуется таким образом, что средние и максимальные горизонтальные размеры интрузий предопределяются только глубиной и не находятся в видимой связи с их вертикальными параметрами. Приведенные данные, как и весь объем накопленных геологией сведений, не противоречат возможности полного заполнения интрузивным телом среднего или предельного интрузивного пространства.

Такой подход обнаруживает принадлежность любого интрузивного тела к единой системе, развивающейся по единому плану в пределах одной из двух крупных и в известной мере самостоятельных совокупностей — гранитоидной и базальтовой. Эта система по существу является неким обобщенным "Идеальным Плутоном", который соединяет в себе всю совокупность фрагментарно расплывших в конкретных телах морфологических признаков и тем самым является наиболее полным воплощением геометрической формы глубинного магматизма.

Каждая конкретная интрузия содержит в себе лишь часть "Идеального Плутона", но можно представить (и этому ничто не противоречит), что природа, реализуясь в бесконечном многообразии форм, иногда достигает и максимального приближения к установленным ею самой пределам. Может быть, подобным приближением к "Идеальному Плутому" и является та система батолитов в юго-западной Англии, которые на некоторой глубине объединяются в одно крупное гранит—гранодиоритовое тело, подстилаемое только веществом мантии (Ботт и др., 1972).

Принципиальное отличие формы "Идеальных Плутонов" гранитоидного и базитового состава не может быть безразлично к условиям происхождения гранитной и базальтовой магм. Оно определенно указывает на разную их природу. Об этом же свидетельствует и столь различное их глубинное положение. Их предельные объемы находятся в таком же, приблизительно, соотношении, как и общая распространенность интрузивных фаций соответствующего состава, т.е. близко к 1 : 10. Такое совпадение не кажется случайным, оно еще раз подчеркивает принадлежность конкретных интрузий к двум основным системам "Идеальных Плутонов" и вероятную реальность найденных моделей этих плутонов.

Выводы

1. На основе обобщенной модели выявлено и показано принципиальное различие геометрии интрузивных тел гранитоидов и базит—ультрабазитов в трехмерном пространстве. Гранитоидные интрузии размещаются внутри пространства, подобного конусу с эллиптическим основанием на глубине 20—30 км. Размеры интрузий базит—ультрабазитов почти не зависят от глубины и выполняемый ими объем подобен цилиндру.

2. Вводится понятие предельного интрузивного пространства, соотношение объемов которого для гранитоидов и базит—ультрабазитов близко к относительной распространенности этих двух классов пород.

СИСТЕМА ВУЛКАН – ОЧАГ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ СООТВЕТСТВИЕ
ВУЛКАНИЗМА И ПЛУТОНИЗМА

Модель Э. Зюсса, объединяющая вулканы с батолитом в одну систему, возникла как мысленное совмещение отдельных частей разных интрузий и вулканов, основанное на представлении о единстве места и времени проявления наземных и глубинных фаций магматизма. Подобные представления разделяет и Р. Дэли при построении теории абиссолитов и сквозных тел (Дэли, 1936). Позднейшие исследования, однако, показали частое отсутствие такой сопряженности. Одна крайность породила другую. Возникло представление о полной независимости и самостоятельности вулканических и плутонических ассоциаций (Kennedy, Anderson, 1938).

Между тем огромный геологический материал дает все основания для представления корней некоторых вулканов не только в виде даек, но и полноценных весьма объемных плутонов. Здесь будет полезным обратиться к опыту детальных исследований конкретных регионов и широких обобщений, обнаруживающих пространственно-временное соответствие наземных и глубинных проявлений магматизма в разных структурно-геологических условиях (Афанасьев, 1958; Афанасьев и др., 1968; Кузнецов, 1964; Устиев, 1969; Рудич, 1959; 1966. Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности, 1966; Теоретические проблемы вулcano-плутонических формаций и их рудоносности, 1969). Этот опыт однозначно свидетельствует о сопряженности значительных по объему вулканических и плутонических формаций близкого или одинакового состава особенно на поздних и посторогенных стадиях развития складчатых поясов. Примеры такой сопряженности известны и для других тектонических состояний коры и мантии от геосинклинального до платформенного. Наиболее широко представлены вулcano-плутонические ассоциации гранитоидного состава, но описаны также щелочные, основные и ультраосновные. Особенно часто они встречаются среди кольцевых комплексов.

Невозможно согласиться с утверждением о некоей исключительности кольцевых комплексов среди всей совокупности плутонических пород (Раген, 1972). Этому с беспощадной очевидностью противоречат прежде всего данные об их петрографической и структурной универсальности. Сейчас достоверно установлено их присутствие на всех этапах развития геосинклинальных систем и в океанических областях. Таким образом, понятие "кольцевой комплекс" в настоящее время следует значительно расширить и включить в него интрузии центрального типа (Кузнецов, 1964), субвулканические кольцевые комплексы шотландского типа (Judd, 1874; Geikie, 1897; Richey a.o., 1961; Stewart, 1965 – из Лучицкого, 1971), комплексы кальдер обрушения и кальдер опускания (Williams, 1941), купольные структуры (Уиссер, 1964), купольно-коль-

цевые структуры (Масуренков и др., 1968; Масуренков и Комкова, 1978), а также, по-видимому, сложные гранитные батолиты с концентрической структурой (Раген, 1972) и мигматитовые диапиры и куполы (Менерт, 1971).

Площадные извержения игнимбритов являются одним из наиболее убедительных примеров вероятности непосредственной связи вулканизма с крупными гранитоидными батолитами. Впервые рассредоточенный характер аппаратов извержения игнимбритов был показан мною на примере Нижне-Чегемского района Эльбрусской вулканической области (Масуренков, 1957). Позднее аналогичные примеры стали множиться, свидетельствуя об ординарности подобного способа образования игнимбритовых комплексов. Этот факт имеет принципиальное значение, так как площадные игнимбриты с рассредоточенными аппаратами извержения проектируют на поверхность интрузии батолитовых размеров. При этом по характеру локализации и составу отдельных игнимбритовых покровов можно воссоздать вертикальную и генетическую иерархию очагов—интрузий. Примером может служить Эльбрусская вулканическая область (Масуренков, 1961₂). С конца верхнего плейстоцена и в четвертичное время здесь происходили интенсивные вулкано-плутонические процессы.

В Эльбрусском районе извержения туфов и игнимбритов липарито—дацитового состава сменяются в плейстоцене и голоцене формированием андезитового конуса вулкана Эльбрус, объем которого сопоставим с объемом игнимбритов и туфов (соответственно 90 и 135 км³). В Верхнечегемском районе образования вулкано-плутонической формации приурочены к депрессии, объем которой неполностью компенсировал весь извергнувшийся материал (мощностью свыше 1500 м, объемом около 200 км³). После образования вулкано-тектонической депрессии и параллельного ее заполнения туфами и игнимбритами вулканическая деятельность завершилась небольшими излияниями андезито-дацитов и андезитов в плейстоцене. В Нижнечегемском районе толщи игнимбритов, туфов и сопровождающие их субинтрузивные тела (мощность 250 м, объем около 150 км³) компенсированы проседанием субстрата. На этом магматические процессы по существу завершились.

Многочисленные измерения абсолютного возраста (Аракелянц и др., 1968; Аракелянц, Борсук, 1969; Борсук, 1972) различных пород вулкано-плутонической формации свидетельствуют о сопряженности вулканических (3,8—2,5 млн. лет) и плутонических (3,5—1,7 млн. лет) процессов на всей территории. Субинтрузивные и интрузивные тела образуются вслед за извержениями наиболее кислых дифференциатов — туфов, игнимбритов и туфов липаритов, чаще всего внедряясь в вулканическую толщу, т.е. используя те же подводящие каналы.

Приуроченность к единой структуре и одновременность проявления, петрографическое и петрохимическое родство, единство геохимических признаков, крайняя ограниченность масштабов постмагматических явлений — все эти особенности вулкано-плутонической формации свидетельствуют о единстве магматического источника для территориально разобщенных районов (более 100 км). Вероятность высказанного пред-

положения подтверждается наличием большого количества мелких вулканических аппаратов, равномерно рассеянных по всей площади Эльбрусской области и как бы собирающих все вулкано-плутонические проявления в единое целое. Наряду с этим каждый из выделенных районов характеризуется набором таких индивидуальных признаков, которые указывают на наличие под ними самостоятельных магматических очагов. Это локальные проседания субстрата под вулканическими толщами, индивидуальные особенности петрохимии, связанные со спецификой химизма субстрата в пределах каждого района, четкие отличия в размахе дифференциации, соотношения вулкано-плутонических фаций, разные масштабы постмагматических процессов и т.д. (Масуренков, 1961₂; 1966).

Продолжительность и характер вулкано-плутонических процессов, проявившихся так специфично в каждом районе, связаны с масштабами гравитационного проседания блоков и заполнением ими опустошенных в процессе извержения периферических камер. Компенсированное погружение ликвидирует периферическую камеру и останавливает вулканический процесс (Нижнечегемский район), некомпенсированное — оставляет часть камеры потенциально магмоактивной (Верхнечегемский район). При отсутствии погружения емкость камеры не уменьшается и извержения продолжают в прежних масштабах, только состав их становится все более основным по мере поступления новых порций магмы из родоначального магматического очага (Эльбрусский район).

Как можно судить по площади проекции этого очага — плутона, его вероятные минимальные размеры составляют: 100 x 70 км. Уже одно это обстоятельство позволяет уверенно связывать его положение с глубиной 15 км и более от поверхности (по длине он соответствует глубине ≥ 8 км, по ширине ≥ 15 км. см. рис. 22). Состав продуктов извержения указывает на образование магмы путем плавления гранитного субстрата, следовательно, очаг-плутон должен располагаться внутри гранитного слоя. По данным М.В. Авдулова (1969), мощность гранитного слоя в рассматриваемой части Эльбрусской области составляет 16—20 км. Это накладывает ограничения и на возможные максимальные размеры очага — не более 90 км в ширину и 210 км в длину.

В качестве аргумента неодновременности и, следовательно, независимости проявления вулканического и интрузивного процессов часто приводятся ссылки на факты внедрения интрузий в вулканические толщи, т.е. признание их большей сравнительно с вулканизмом молодости. Здесь необходимо отдавать себе отчет в том, что примеры эти относятся к таким уровням совмещения разнофациальных продуктов магматизма, которые не содержат информации об истинных соотношениях длительности всего вулканического и интрузивного процессов. Необходим геологический подход к явлению, предполагающий реконструкцию всего процесса вулканизма и плутонизма, и анализ их соотношений. Опыт подобных исследований на Кавказе и Камчатке привел к возможности некоторых обобщений по этому вопросу. Он связан с изучением купольно-кольцевых структур, где вулканические и плутонические фации магматизма проявлены с особой полнотой.

На первой стадии существования купольные структуры фиксируются образованием полого щита и широким проявлением вулканизма. Плутонический магматизм и дислокации — следующая стадия развития купольной структуры. Характерные формы дислокаций — брахиантиклинали, горстантиклинали, купола, полигональные и субкольцевые разломы. Плутоны приурочены к центрам положительных структур или образуют субкольцевые цепочки интрузий в их ядерных частях. Весьма широко проявлены процессы переплавления и ассимиляции вмещающих вулканических пород. Вулканизм продолжается, но локально, над интрузиями. В эту стадию ядро купольной структуры характеризуется наиболее высоким стоянием термоаномалии и наибольшими термическими градиентами. Третья стадия развития купольной структуры — стабилизация восходящих движений, образование сводовой депрессии и снижение температур в ее недрах. Свертывание температурной активности фиксируется кристаллизацией плутонов, развитием калишпатизации внутри интрузий, повсеместной пропилитизацией и последовательным становлением все более низкотемпературных гидротермальных парагенезисов. С этой стадией связано образование рудных месторождений. Таким образом, на третьей стадии развития купольной структуры в близповерхностных условиях происходит смена теплоносителя — силикатного расплава — на летучие и завершение первого цикла ее развития.

В районах современного вулканизма выявлены полицикличные структуры, у которых после третьей стадии и некоторого периода пенепленизации наблюдается возврат к первой — возникновение в сводовой части структуры нового центра вулканизма в виде серии вулканических аппаратов. В дальнейшем история может повторяться многократно при последовательном сокращении масштаба и длительности повторяющихся циклов. Трехстадийное развитие в течение одного цикла, по-видимому, является наиболее общей закономерностью, свойственной этим структурам. Полицикличность отражает пульсацию эндогенного процесса и многократность (при известной случайности) смены вулкано-плутонических событий в приповерхностных условиях.

При завершении обзора проблемы пространственно-временного соответствия вулканов и интрузий следует обратить внимание на геологически установленное время и место образования формации гранитных батолитов: сопряжение с областями напряженной складчатости и совпадение со временем максимального антиклинального поднятия (Кузнецов, 1964). Именно в этой обстановке находятся современные действующие вулканы орогенных поясов: Большого Кавказа, Кордильер и Анд. К ним приближаются вулканы молодых орогенов: Камчатки, Японии и Индонезии. Таким образом, ничто не противоречит вероятности связи некоторых из этих вулканов с современным батолитообразованием.

Выводы

1. Пространственно-временное соответствие вулканических и плутонических процессов следует понимать как последовательное иногда полициклическое проявление разнофациальных форм единого ритмично развивающегося магматического процесса.

2. Наиболее полным и характерным структурным воплощением завершенного магматического процесса являются кольцевые комплексы, широко представленные на разных уровнях глубинности от поверхностных купольно-кальдерных вулканических центров до концентрических тектонитов и мигматитовых куполов и диапиров.

СОВРЕМЕННОЕ СОСУЩЕСТВОВАНИЕ ВУЛКАНОВ И ИНТРУЗИЙ

Связь вулcano-плутонического комплекса Эльбрусской области с батолитоподобным интрузивным телом в основании гранитного слоя реализуется некоторыми аномалиями в температуре недр и подземных вод и химическом составе последних. Это ставит вопрос о вероятности существования очага в настоящее время. Действительно, установление такой связи обладает определенными преимуществами перед всякого рода палеореконструкциями, так как резко увеличивает степень однозначности. Существуют разные методы для решения этой проблемы: геолого-петрографические, геохимические и геофизические. Наибольшее приближение к истине может дать только комплексное использование всех методов. В настоящее время ни один из вулканов не обеспечен в должной мере необходимым комплексом исследований. В наилучшем состоянии находятся вулканы Эльбрус и Авача.

Выявление признаков существования очага под Эльбрусом началось с геологических, гидрогеологических и геохимических методов, исследований (Масуренков, 1961₂; Масуренков, Пантелеев, 1962; Масуренков и др., 1965). Объемы вулканических пород Эльбруса распределяются во времени следующим образом: нижний плейстоцен — 25 км³; средний плейстоцен — 55 км³; верхний плейстоцен — 20 км³; голоцен — 35 км³. Принимая в качестве критерия оценки интенсивности вулканической деятельности количество изверженных продуктов в единицу времени и используя геохронологическую шкалу для верхнего плиоцена и плейстоцена (Зубаков, 1968), можно оценить среднюю интенсивность вулканической деятельности Эльбруса для выделяемых стадий: $0,1 \cdot 10^{-3}$, $0,5 \cdot 10^{-3}$, $0,2 \cdot 10^{-3}$, $2,9 \cdot 10^{-3}$ км³/год. Отсюда следует, что активность вулкана за весь рассматриваемый период его развития, до голоцена включительно, по меньшей мере, не убывает.

В радиусе 25 км от Эльбруса сосредоточено свыше 100 минеральных источников. Большинство из них имеют температуру воды, значительно превышающую температуру нейтрального слоя, т.е. являются термальными. К ним относятся прежде всего широко известные теплые источники Джилы-су, Малкинский и Битюк-Тюбинский. Температура воды в них, несмотря на примешивание ледниковых вод, 23 и 18°C. Было замечено, что между температурой углекислых вод и их удаленностью от Эльбруса в пределах 25 км наблюдается четкая зависимость (Масуренков, 1961₁). Внесение поправок на разбавление и охлаждающее влияние поверхностных ледниковых вод по методу С.И. Пахомова (Масуренков и др., 1965) делает указанную зависимость еще более очевидной.

При исследовании гидрохимической зональности Приэльбрусья установлено нарастание концентрации ряда компонентов в углекислых ми-

неральных водах (Cl, F, B и др.) вблизи вулкана. Резкое возрастание концентрации хлора начинается примерно с 12 км от вершины Эльбруса. Ежесуточно углекислыми источниками выносятся более 100 кг хлора. Такое количество хлора, как показывают эксперименты и расчеты (Масуренков, Пахомов, 1961), не может быть обеспечено взаимодействием воды с окружающими породами и связано с влиянием эндогенных процессов. Локализация нагретых вод с повышенным содержанием хлора и других компонентов вокруг вулкана может рассматриваться как признак существования под Эльбрусом магматического очага.

Влиянием эльбрусского магматического очага, видимо, определяются и особенности газоносности Приэльбрусья: нарастание углекислой компоненты в составе газов по мере приближения к вулкану, концентрическое проявление вокруг вулкана газопроявлений с микропримесями углеводородов (Щербак, 1965).

В связи с этими данными представляет большой интерес предварительная оценка вероятной плотности теплового потока и глубины выделяющего тепло очага на основании косвенных данных, так как непосредственные измерения этих величин еще не производились.

Использованный метод оценки плотности эндогенного теплового потока основан на вычислении разности количества тепла, израсходованного на таяние Эльбрусских ледников, и полученного от Солнца (радиационный баланс). В качестве контрольных расчетов использовалась оценка количества тепла, полученная как разность между теплом, расходуемым на таяние Эльбрусских и других ледников Центрального Кавказа.

Плотность эндогенного теплового потока рассчитывалась по формуле:

$$\varphi = \frac{Q_1 + Q_2 + Q_3}{S \tau} - v, \quad (6)$$

где Q_1 — количество тепла, расходуемое на нагревание льда от средней температуры (-8°) до температуры таяния; Q_2 — теплота плавления льда; Q_3 — количество тепла, потребное для нагревания воды от 0° до средней температуры вод (4°); S — средняя за столетие площадь горизонтальной проекции оледенения; τ — время; v — радиационный баланс.

Глубина от поверхности верхней кромки магматического очага рассчитывалась следующим образом:

$$H = \frac{l \Delta t}{\Phi}, \quad (7)$$

где l — коэффициент теплопроводности среды; Δt — разность между температурой очага и поверхностью Земли; Φ — средняя плотность эндогенного теплового потока.

Были получены следующие значения для плотности эндогенного теплового потока под Эльбрусом ($n \cdot 10^{-5}$ кал/см² сек): 1,7; 4,9; 4,3; 8,3, что в среднем за 100 лет составляет 4,8 (Масуренков, 1971). При выбранной величине теплопроводности гранитов, слагающих цоколь вулкана до глубины 18 км ($5 \cdot 10^{-3}$ кал/см сек град), геотермический градиент равен

100 град/км. В интервале глубин 6—7 км от поверхности можно ожидать появления расплава, т.е. верхней кромки магматического очага. Количество жидкой фазы на этой глубине при указанном геотермическом градиенте зависит от давления воды и не должно превышать 30% (Винклер, 1969). Такая глубина магматического очага близка к глубине аномалеобразующего объекта (не более 6 км), вычисленной М.В. Авдуловым (1962) по гравиметрическим данным. В районе Эльбруса им выявлена интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести. Верхняя граница возмущающего тела расположена ниже основания вулканического конуса внутри гранитного слоя на глубине 0—2 км выше ур. моря. Основание тела уходит внутрь фундамента по крайней мере до глубины 9 км. М.В. Авдулов делает вывод о наличии внутри этого очага диоритового материала, обильно (до 3,6% по весу) насыщенного водяными парами при температуре выше критической.

Дополнительная аргументация о внутригранитном положении периферического эльбрусского очага содержится в данных по петрохимии лав и пород фундамента (Масуренков и др., 1965). Таким образом, в совокупности имеющихся сведений содержится однозначный вывод о наличии и сравнительно неглубоком залегании магматического очага под Эльбрусом. О размерах периферического очага, помимо геофизических (~ 25 x 10 км) и геохимических (~ 25 x 20 км) данных, можно судить также на основании представлений о постоянстве удельного потока энергии для действующих вулканов (Ковалев, 1969). Этим способом площадь проекции очага была определена в 100 км² (Ковалев, Масуренков, 1971). Используя данные о плотности потока под вулканом для определения площади генерации тепла по выведенной ниже зависимости (см. раздел об энергетике вулканизма, рис. 69), получаем 40—200 км². Сходимость всех четырех оценок можно считать удовлетворительной, учитывая их полную назависимость и сравнительно невысокую точность.

Совершенно новый аспект сосуществования и взаимодействия системы вулкан—очаг обнаружился при изучении некоторых продуктов извержения вулкана Авача на Камчатке (Масуренков, 1970). При интерпретации геофизических данных указывалось на вероятность существования периферического магматического очага под вулканом. Плотность вещества аномального тела предположительно андезито-базальтового состава оценивалась в 2,95 — 3,2 г/см³, а температура выше 600°С (Штейнберг, Зубин, 1963).

Повсеместно среди пирокластических отложений вулкана на площади более 150 км² распространены глыбы, обломки и включения полнокристаллических пород, образующих постепенные переходы к стекловатым разностям. На некоторых участках количество таких пород достигает 3—4% общего объема выброшенного материала, в среднем составляя 0,1—0,5%. Размеры их варьируют от микроскопических включений в шлаках до глыб диаметром 5—7 м.

Совокупность геологических наблюдений, количественно-минералогических и оптических данных свидетельствует о генетическом единстве вулканических и плутонических пород, отличающихся лишь разными

условиями кристаллизации и закалки. Полнокристаллические разности (габбро-диориты включений) слагали, по-видимому, эндоконтактные зоны в апикальных выступах камеры или в вулканическом канале. Кристаллизация расплава могла начаться на глубине до 40 км, а образование полнокристаллических пород происходило в интервале нескольких сотен — первых тысяч метров.

Применение сейсмического метода "провечивания" глубинных частей вулкана показало наличие магматического очага радиусом 5,2—3,6 км на глубине 2—3 км от поверхности (Балеста, 1971). Следовательно, интрузия существует до настоящего времени и ее эндоконтактные зоны, по-видимому, продолжают кристаллизоваться. Интервал глубин 10—20 км поперечником 15—20 км под вулканами Авачинским и Корякским характеризуется как асейсмическая область (Горельчик, 1970). Далее до глубины 90 км, помимо асейсмичности, субстрат под этой группой вулканов обладает свойством влиять на распространение объемных сейсмических волн подобно включениям жидкости в твердой среде (Федотов, Фарберов, 1964; 1966). Эта вертикально протяженная зона диаметром до 40 км интерпретируется как единый магматический очаг или совокупность магматических тел (Фарберов, 1974). Таким образом, физическое состояние вещества под вулканом свидетельствует о наличии магматических камер, геометрия которых определенно указывает на возможность сопоставления их с крупными интрузивными телами, простирающимися до глубины 90 км. Эти данные представляются особенно значительными, так как получают дополнительную информацию со стороны петрологии.

В 1966 г. А. Малахов и Г. Вуллард (Malahoff, Woolard, 1966) по наличию магнитных и гравитационных аномалий предположили существование интрузивных тел с поперечными размерами от 4 x 12 до 9 x 15 км в интервале глубин 1—23 км от поверхности (о. Гавайи).

Весьма интересные сведения приводят С. Кубота и Е. Берг (Kubota, Berg, 1967) о размерах предполагаемых магматических камер под Катмайским вулканическим хребтом в зависимости от глубины их положения. Наименее глубокий очаг (8—10 км от поверхности) имеет горизонтальное сечение 5 x 2 км. Самый глубокий (50 км от поверхности) достигает размеров 50 x 20 км. Всего они предполагают существование десяти очагов-интрузий.

Полезная для обсуждаемой проблемы информация получена М.И. Зубиным при гравиметрическом изучении кальдер и кольцевых структур Камчатки (Зубин, 1971; Зубин и др., 1971). В пределах Восточного вулканического пояса им изучено несколько крупных (диаметр от 20 до 50 км) изометричных отрицательных аномалий силы тяжести. Часть из них совпадает с крупными купольно-кольцевыми структурами (Паужетская, Большесемьячикская, Карымская), для других эта связь не столь очевидна (Узонская, Толмачевская). Первый тип аномалий связывается с гранитоидными магматическими очагами сравнительно неглубокого залегания (центр тяжести эколо 10 км, положение верхней кромки — около 5—6 км). Для второго типа аномалий необходимо допустить существование более глубоких очагов гранитоидной магмы: центр тя-

жести на глубине 15—20 км, верхняя кромка очага — на глубине свыше 12 км. Таким образом, положение очага-интрузии определяет, по мнению М.И. Зубина, структурное состояние верхнего яруса коры: возникновение купольно-кольцевых комплексов является следствием подъема очага до глубин менее 10 км. Известно, что с этими купольно-кольцевыми комплексами Камчатки связаны массовые извержения игнимбритов.

Помимо крупных отрицательных аномалий, более мелкие очаги-интрузии выявлены М.И. Зубиным под кальдерами вулканов Карымский, Крашенинникова, Ксудач, Горелый на глубине 2—6 км. Положение очагов-сателлитов определяется материнским очагом: они располагаются по периферии кольцевых структур.

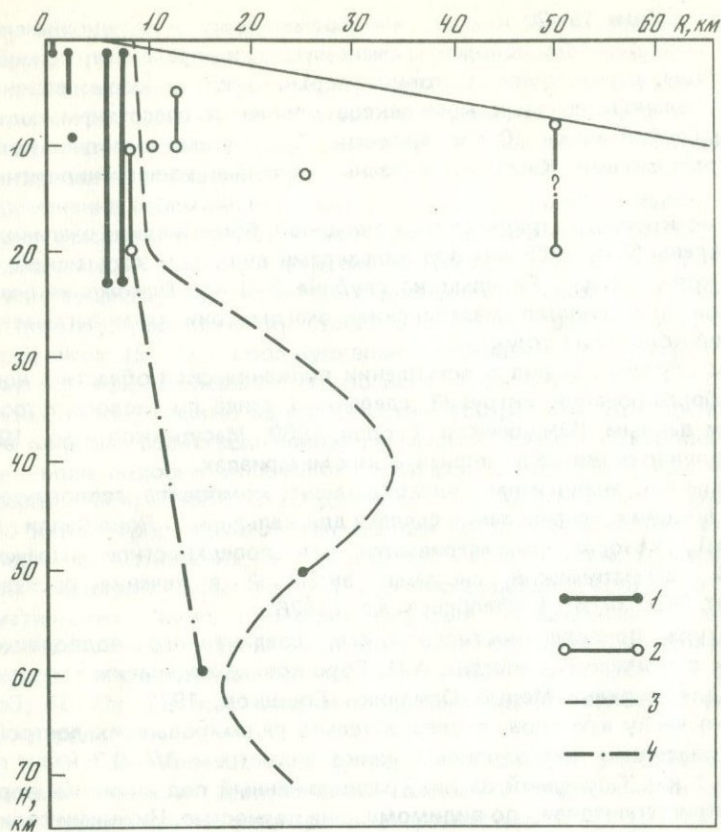
Таким образом, вывод о вступлении вулканической области в новую стадию формирования интрузий, сделанный ранее по геолого-петрографическим данным (Масуренков, Егоров, 1969; Масуренков и др., 1969; 1974), получил развитие в геофизических материалах.

Совершенно аналогичная интерпретация комплекса геологических и геофизических исследований сделана для кальдеры Лонг-Вэлли (Калифорния), которая рассматривается как поверхностное выражение глубокой магматической системы, активной в течение последних 2 млн. лет (Nill, 1976; Lachenbruck а.о., 1976).

Структура приповерхностного очага, соединенного подводными каналами с кратерами, описана А.П. Горшковым по гравиметрическим данным для вулкана Малый Семячик (Горшков, 1973; 1976). Соответственно числу кратеров, последовательно формировавших постройку вулкана, выделены три жерловых некка диаметром 0,7—0,3 км и глубиной до 1 км. Последний из них, расположенный под активной воронкой, раскристаллизован, по-видимому, не полностью. Нижними своими частями на глубине 1 км от поверхности некки соединены с магматическим очагом диаметром 3,5—4 км и глубиной не менее 4 км. Плотность вещества в очаге ($2,7\text{--}2,9\text{ г/см}^3$) свидетельствует о частичной раскристаллизации магмы. Глубинное продолжение очага не прослеживается вследствие выравнивания его плотности с вмещающими породами фундамента.

На основании данных ГСЗ оконтурена неоднородность в земной коре, отождествляемая с периферическим магматическим очагом вулкана Безымянного в Ключевской группе вулканов (Утнасин и др., 1974). Очаг располагается на глубине 10—20 км от поверхности и имеет размеры 16 x 10 км. Скорость продольных волн при прохождении через очаг уменьшается от 6,6—6,7 км/сек в окружающей среде до 4,5—5,3 км/сек в зоне очага.

На рис. 23 нанесены данные о глубине и размерах очагов-интрузий под современными вулканами и вулcano-тектоническими структурами, выявленными главным образом, геофизическими методами. Все они вписываются в контур предельного интрузивного объема (Идеального Плутона), выведенного синтезом разноглубинных срезов палеоинтрузий. Этот результат важен для развиваемых здесь представлений о связи генетических центров вулканизма с крупными интрузивными телами,



Р и с. 23. Зависимость размеров современных магматических очагов, связанных с вулканами, от глубины их положения

1 — базальтовые магмы; 2 — гранитоидные магмы; 3 — контур асейсмической области; 4 — зона аномального поглощения энергии сейсмических волн под Авачинско-Корякской группой вулканов

так как делает в известной мере беспочвенным дальнейшее продолжение дискуссии о соотношении вулканизма и плутонизма, лишая одну из сторон аргументов. Если каждое из очагово-интрузивных тел достоверно связано с вулканическим центром, если размеры очагов увеличиваются с глубиной, а в совокупности они образуют объем, подобный объему "Идеального Плутона", мы получаем все основания для использования принципа актуализма, соединяя в единую вулкано-плутоническую систему разрозненные фрагменты абиссальных, гипабиссальных, субвулканических интрузий и вулканы. Из этого, разумеется, вовсе не следует, что каждой интрузии соответствует свой вулкан, что каждая интрузия имеет форму, подобную "Идеальному Плутону", который обязательно располагается под каждым вулканом. Речь идет о модели, представляющей конечную цель заверченного развития. Чаще, по-видимому, природа полностью осуществляет лишь отдельные фрагменты

системы. Для этого может быть бесконечное многообразие причин, анализ которых не входит в задачу настоящей работы. Наоборот, свою цель я видел в том, чтобы вопреки случайностям, формирующим частичные воплощения вулcano-плутонического процесса, увидеть самые общие его свойства. И они достаточно ясно и однозначно выявились при анализе и синтезе форм разнофациального магматизма: деление его на генетически разные вулканический и плутонический классы не имеет оснований, так как эти классы могут образовывать единые системы, объединяющие любые проявления поверхностного и глубинного магматизма от вулканов до батолитов.

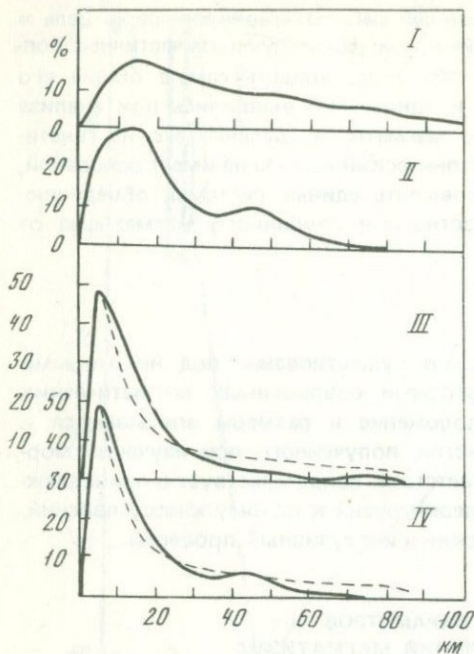
ВЫВОДЫ

Комплексом методов установлено существование под некоторыми вулканами и вулканическими центрами современных магматических очагов-интрузий. Их глубинное положение и размеры вписываются в геометрию интрузивного пространства, полученного при изучении морфологии палеоинтрузий. Это соответствие свидетельствует о принадлежности очагов под вулканами и палеоинтрузий к одному классу явлений, связывающему воедино вулканический и интрузивный процессы.

СООТВЕТСТВИЕ ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НАЗЕМНЫХ И ГЛУБИННЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ МАГМАТИЗМА

Тот факт, что морфология интрузий, непосредственно связанных с вулканами, не отличается от морфологии всех остальных интрузивных тел, для которых эта связь не очевидна или отсутствует, имеет то принципиальное значение, что обнаруживает действие единого универсального закона, регулирующего жизнь каждой магматической системы. Неизвестно, в какой ипостаси предстоит окаменеть магме, рождающейся на разных уровнях коры и мантии, — глубинной, приповерхностной или вулканической. Природа закладывает в нее любые возможности, но ограничивает стихию их проявления определенными рамками. Поэтому в дальнейшей судьбе магмы есть вероятностное предопределение, связанное с местом и временем ее рождения. Эпохи преимущественного господства вулканических форм сменяются плутоническими эпохами. Но от этой смены действие закона, определяющего способы пространственной экспансии магматических расплавов, не прекращается. Об этом свидетельствует, помимо соответствия размеров всех интрузий интрузиям вулканическим, соответствие некоторых метрических характеристик вулканов, вулканоструктур и плутонов (рис. 24).

Геологическим картированием и всякого рода теоретическими построениями устанавливается непосредственная связь между размерами кольцевых структур и субвулканических интрузий. При этом речь идет обычно о структурах малых диаметров, чаще не более 10—15 км и плутонах малых диаметров и малых глубин. Естественно, возникает вопрос, как далеко простирается эта связь глубинного интрузивного тела с его приповерхностным структурным выражением? Существует представление



Р и с. 24. Соответствие геометрических параметров интрузий, вулканов, кольцевых вулканоструктур

Распределение малых и больших поперечников: I — кольцевых разломов, II — структурообразующих гранитоидных интрузий, IV — всех интрузий; III — распределение кратчайших расстояний между соседними вулканами; штриховой линией показаны расчетные кривые, отражающие распределение при условии равенства суммарной длины поперечников интрузий в интервалах

об ограниченности такой связи самыми верхними горизонтами коры (Раген, 1972). Эти представления как будто подтверждаются гравиметрическими данными о наличии кольцевых купольно-кальдерных структур только над очагами со сравнительно неглубоким залеганием (Зубин, 1971). Однако последнее нуждается в уточнении — кольцевые структуры выделяются и над глубокозалегающими очагами (Узонская, Толмачевская, Паужетская, Карымско-Семячикская). Помимо геофизических исследований недр конкретных кольцевых структур разного диаметра, принципиально задача может решаться и способом прямого сопоставления вариационных кривых распределения поперечников структур и интрузий (см. рис. 16, I и 20, 21). Структуры оказались сопоставимыми только с гранитоидными интрузиями, способными играть структурообразующую роль, т.е. обладающими поперечниками более 5 км (рис. 24, I, II). Совпадение вариационных кривых удовлетворительное, но не буквальное — для поперечников кольцевых структур характерно систематическое смещение абсолютных значений в сторону больших величин. Это сказалось и на средних: 38 × 17 км (интрузии гранитоидов) и 57 × 44 км (кольцевые структуры).

Сходство вариационных кривых распределения поперечников вулканоструктур и гранитоидных интрузий можно считать случайным. Однако вероятность такого случайного сходства кривых, построенных по нескольким сотням численных значений каждая, ничтожно мала. Показательно также, что близкое совпадение произошло не для базит—ультрабазитовых тел, а для гранитоидных плутонов. Мы вправе были ожидать такого совпадения именно с гранитоидами, а не с другими типами ин-

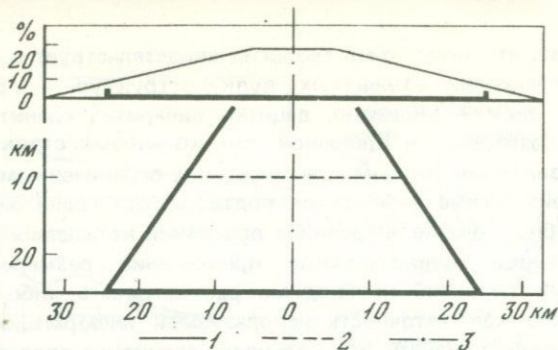
интрузий потому, что весь опыт геологии свидетельствует о преимущественном преобладании кольцевых вулканоструктур с гранитоидным типом выполнения — андезиты, дациты, липариты, граниты, диориты. Базит—ультрабазитовый и щелочной тип кольцевых структур характеризуется сравнительно малыми размерами и ограниченным распространением. Геофизические наблюдения подтверждают гранитоидный состав батолитоподобных очагов-интрузий в основании кольцевых комплексов.

Следовательно, систематическое превышение размеров структур над размерами интрузий необходимо рассматривать либо как форму их связи, либо как неточность используемой информации. В первом случае мы должны признать, что кольцевая структура является не просто проекцией интрузии на поверхность Земли и не только просадкой блока коры при частичном опустошении камеры, а некоей более обширной областью, вовлеченной в динамику магматического процесса. Таким механизмом вовлечения окружающей среды в жизнь системы вулкан—очаг может служить тепловой поток от интрузии. Нельзя исключать также возможность недостатка информации о крупных интрузиях, что отмечалось выше. Если это предположение справедливо, то мы вправе ожидать более полного совпадения вариационных кривых и средних значений.

Структуры более изометричны, чем интрузии. Причину этого, по видимому, следует искать в степени анизотропии среды: на уровне интрузивных тел она проявлена интенсивнее, чем у поверхности. Глубина средней гранитной интрузии определяется по графику (см. рис. 20). Она равна примерно 10 км — величина, очень близкая к среднему положению гранитоидных очагов в основании кольцевых структур Камчатки (от 5 до 15 км — кровля и от 8 до 20 км — центр тяжести очагов). Кстати, и горизонтальные размеры современных камчатских структур и очагов близки к средним значениям, выведенным статистически. Для модельных построений можно воспользоваться средними значениями поперечников интрузий и структур в изометричном выражении: интрузия — 28 км, структура — 50 км, расстояние сечения интрузии до поверхности 10 км.

Возможен другой подход к сопоставлению размеров структуры и интрузий, учитывающий трехмерность интрузивных тел. Совместим среднее интрузивное пространство в пересчете на изометричную фигуру с кольцевой структурой в таком же выражении (рис. 25). Результат поразителен — кольцевая структура является проекцией не условного среднего сечения интрузивного конуса, а его основания. Такое совпадение среднего поперечника кольцевой вулканоструктуры с поперечником основания среднего "Идеального Плутона" содержит необходимость признания принадлежности их к одной взаимосвязанной системе и вероятной реальности предпринятого модельного обобщения.

В верхней части графика (рис. 25) показано распределение количества вулканов по радиальным интервалам в кольцевых структурах диаметром до 60 км (см. рис. 17), т.е. примерно соответствующих средней вулканоструктуре. Характер распределения вулканов буквально совпадает с распределением объемов или мощностей среднего интрузивного тела



Р и с. 25. Вертикальное сечение через среднее интрузивное пространство, совмещенное со средней кольцевой структурой

1 (в верхней части графика) — распределение количества вулканов в структуре по радиальным интервалам; 2 — глубина и поперечник средней интрузии; 3 — вертикальная ось системы

в недрах структуры. Это еще одно свидетельство связи вулканов с интрузиями и верности созданной модели. Было бы правильнее сопоставить распределение по радиальным интервалам интрузивных объемов с объемами вулканическими. Однако все равно это не было бы сравнением явлений в конечной инстанции, так как сведения по распределению объемов вулканитов в кольцевых структурах с заверренным циклом развития отсутствуют. Настоящая модель строится на материале современных вулканоструктур, поэтому изверженные вулканические массы не отвечают всем возможностям таких структур, и отражают лишь какой-то этап в их развитии. Использование сведений о среднем объеме вулканических пород в средней кольцевой структуре (300 км^3) показывает, что он составляет не более 1,5% объема среднего "Идеального Плутона". Если предположить, что вулканизм этих структур — не более как сброс излишков вещества, образовавшихся при плавлении коры, то при вовлечении в плавление всего среднего интрузивного пространства должно быть извергнуто еще примерно 6% объема его вещества, т.е. $\sim 1200 \text{ км}^3$ (приращение объема для кислых и средних пород на их плавление составляет 6–9% — Лучицкий, 1971).

Соответствие между распределением поперечников всех интрузий и кратчайшим расстоянием между соседними вулканами (рис. 24, III, IV) — еще одна из форм связи между разнофациальными проявлениями магматизма. Обе кривые близки к распределению, при котором суммы всех поперечников или расстояний каждого интервала равны между собой. Например, суммы поперечников всех интрузий в интервалах от 0–10 до 40–50 км равны соответственно 240, 330, 250, 275, 270 км. Суммы кратчайших расстояний между вулканами распределяются по тем же интервалам следующим образом: 240, 390, 250, 175, 90 км. Совпадение почти буквальное. Истолковать его можно как соответствие в идеальном случае каждого вулкана каждой интрузии, с одной стороны, и как полное заполнение интрузиями данного ряда при условии их линейного расположения — с другой. Эта полнота заполнения ряда ди-

тует количество интрузий в рядах одинаковой длины в зависимости от величины поперечника интрузий: больше — с малым поперечником и меньше — с большим в пропорции, обратной длинам поперечников:

$$\frac{n_1}{n_2} = \frac{D_1}{D_2} \quad (8)$$

$n_{1,2}$ — количество интрузий в рядах одинаковой длины, $D_{1,2}$ — средние диаметры интрузий в соответствующих рядах.

Допустим, что над каждой интрузией располагается вулкан. Тогда в каждом ряду количество вулканов будет соответствовать количеству интрузий, т.е. равняться $n_1, n_2, n_3 \dots$ и т.д., а расстояния между ними будут равны, согласно (8) D_1, D_2 и т.д. Это условие обеспечивает совпадение вариационных кривых распределения расстояний между вулканами и поперечников интрузий, что в действительности и установлено (см. рис. 24, III, IV).

Следует предостеречь от буквального понимания этого вывода: не обязательно каждая реальная интрузия связана каналом с вулканом, вывод вытекает из большой статистики и отражает лишь принципиальные модельные условия пространственного размещения вулканов и интрузий и жесткую однозначную связь между ними. Необходимо также обратить внимание на вывод о линейности распределения интрузий, вытекающий из графика IV на рис. 24. Реальное воплощение этой закономерности мы видим на примере гигантских батолитов, слившихся в один ряд систем интрузий. Поясовое, линейное, цепочечное размещение интрузивных комплексов и вулканов — явление, давно обратившее на себя внимание исследователей, поэтому оно не нуждается в обосновании.

Сейчас речь идет о том, что кольцевые вулканоструктуры и комплексы являются одной из форм, которую природа склонна использовать при создании столь очевидных и "излюбленных" ею линейных структур и поясов. Но сама кольцевая структура — тоже определенным образом организованная система линий, и вулканы и интрузии в ней размещаются по этим линиям, изогнутым в виде колец. Аналогичным способом размещаются и современные коровые очаги в таких структурах: крупный и глубокий — в центре структуры, более мелкие и поверхностные — вдоль периметра центрального очага (Зубин, 1971).

Выводы

1. Различные метрические характеристики интрузий, вулканов и вулканоструктур купольно-кальдерного типа обнаруживают столь очевидное соответствие, совпадение или совмещение, что не могут быть интерпретированы иначе, чем соединением вулканов и интрузий в единую систему. Таковую систему мы не можем рассматривать как частный или малозначущий случай связи генетически разобщенных явлений — вулканизма и плутонизма. Наоборот, единство системы и целостная ее реализация скорее являются наиболее типичной и общей формой существования магматизма.

2. Самостоятельное проявление одной из фаций магматического процесса является свидетельством его незавершенности и должно классифицироваться как явление частное или в известной мере случайное. Такому выводу способствует весь комплекс современных сведений о вулканизме и плутонизме: пространственно-временное соответствие и принципиальная идентичность вещественного состава; непрерывность фациальных переходов, геометрических форм и контактовых изменений; непосредственность связи современных очагов-интрузий и вулканов.

Глава 5

ГИПСОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СИСТЕМЫ ВУЛКАН—ОЧАГ И СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

ПРЕДПОСЫЛКИ И МЕТОДЫ

В основе морфологических классификаций вулканов лежит представление о том, что их форма является функцией физико-химического состояния магмы, главным образом ее вязкости и насыщенности летучими компонентами (Ритман, 1964). Это представление действительно становится очевидным при сравнении щитовых вулканов гавайского типа (текучая основная магма), экструзивных куполов (вязкая магма кислого и среднего состава) и игнимбритовых покровов.

Необходимость исследования количественной зависимости между геометрическими параметрами вулканов и составом расплавов вытекает из развиваемой концепции о разноглубинности зарождения магм как главном факторе их физико-химического состояния (Масуренков, 1972₂; 1973; 1974₁). Оно продиктовано также целесообразностью рассматривать вулкан как конечное звено единой системы, закономерно отвечающее изменением всех своих свойств на положение и состояние начального звена системы — магматического очага. Основываясь на законах гидростатики, высоту вулкана, достигшего предельных параметров в своем развитии, следует рассматривать как величину, зависящую от глубины очага. На этом допущении представляется возможным выявить зависимость между высотой вулкана и химическим составом продуктов вулканизма: если основные магмы образуются на большей глубине, то они должны обладать способностью образовывать более высокие вулканы, чем кислые. Априори представляется очевидным, что при справедливости защищаемой здесь гипотезы кислые магмы не могут образовываться в тех участках Земли, где отсутствует гранитный слой. Относительная роль кислых магм должна возрастать с увеличением мощности коры, а следовательно, с увеличением высоты рельефа, т.е. фундамента вулкана, так как при этом возрастает вероятность ассимиляции или прямого плавления кислых пород коры.

Таким образом, гипсометрические параметры вулкана, соотношения между ними и составом вулканических продуктов может быть одним

из дополнительных источников информации о глубине зарождения магм.

При анализе высотных параметров вулканов необходимо оценить вероятную роль всех факторов, влияющих на эти параметры. В общем случае их можно разделить, по-видимому, на эндо- и экзогенные. Экзогенные факторы, складывающиеся из физико-географических условий, определяющих скорость эрозии, безусловно, различны для отдельных вулканов и целых провинций.

Однако, учитывая то обстоятельство, что в обработку включены только современные действующие вулканы, формирование которых происходит при явном и подавляющем воздействии эндогенных сил, сочтено возможным пренебречь провинциальными различиями в скоростях эрозии.

Остановимся на наиболее очевидных эндогенных факторах. Это, в первую очередь, сила, с которой магма выталкивается на поверхность Земли, количество и вязкость магм. Силой выталкивания определяется высота подъема расплава от очага плавления. Она зависит, в частности, от величины литостатического давления в очаге, т.е. от плотности вмещающих пород и глубины очага. Здесь я сознательно упрощаю, несомненно, более сложную картину реального взаимодействия сил в механизме истечения магмы. Количественно оценить такие вероятные, но безусловные факторы, как газовое давление и динамическое воздействие жесткого субстрата, а также учесть реологические свойства магмы, ее трение о стенки канала и т.д., сейчас не представляется возможным. Суммарный эффект воздействия всех неучитываемых факторов как раз и может быть проверен на гидростатической модели: совпадение наблюдаемых закономерностей с этой моделью означало бы, что он равен, или близок нулю, несовпадение — что он по меньшей мере сопоставим с действием гидростатических сил. Высота вулкана непосредственно зависит и от количества извергаемого материала. Нам не известны причины, определяющие этот фактор вулканизма. Можно лишь предполагать его зависимость от объема очаговой зоны, механизмов подъема расплава, скорости истечения и генерации, т.е. от условий магмогенеза.

Увеличение вязкости обеспечивает меньшее растекание магматического материала в стороны от выводящего канала и, следовательно, при прочих равных условиях, формирование более крутосклонного и высокого конуса. Таким образом, для дацит—липаритовых вулканов мы вправе ожидать большие значения высоты конуса, чем для базальтовых при равном объеме вулканитов.

Выводы

Высотные характеристики вулканов через связь с составом вулканитов, их объемом и геолого-структурными условиями могут отражать эндогенный режим вулканизма. Их систематическое описание и сопоставление с указанными факторами открывает новые возможности познания.

АБСОЛЮТНАЯ ВЫСОТА ВУЛКАНОВ И СОСТАВ ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЗМА

Основной формой современного вулкана является стратовулкан — коническое сооружение, сложенное переслаивающимися пластами лав и рыхлых вулканических продуктов. Вязкость магм выступает в них как один из основных формообразующих факторов. И все-таки этот фактор не является решающим. Вопреки его действию, статистически обнаруживается прямо противоположная картина, закономерно повторяющаяся для всех вулканических провинций мира — снижение высоты вулкана с увеличением кислотности магм. Рассмотрим их в последовательности, отвечающей стадиям формирования геосинклинальной области и крупным планетарным структурам. Островные дуги отвечают наиболее ранней стадии развития геосинклинали, характеризующейся наличием наземного вулканизма. Последние делятся здесь на два типа: цепочечные островные дуги, типа Курильской, и более сложные, включающие крупные участки суши, такие как Японская или Индонезийская, вступившие в стадию раннего орогена.

Действующие вулканы Курильской островной дуги в подавляющей массе не превышают 1500 м (рис. 26, вкл.). Кремнезем в продуктах извержения содержится в количестве 49—74%. Более высокие вулканы немногочисленны и относятся к базальтовым и андезитовым (SiO_2 — 49—59%). Между содержанием кремнезема и высотой вулкана обнаруживается средняя отрицательная корреляция ($r = -0,40$), достоверная в генеральной совокупности с вероятностью третьего порога ($\beta > 0,999$). Включение в обработку только максимальных содержаний окиси кремния повышает коэффициент корреляции для пары "состав—высота" до $-0,72$.

Вулканы Антильской островной дуги (рис. 26, б) и некоторых других островов Атлантического океана обнаруживают аналогичную зависимость между абсолютной высотой и содержанием кремнезема в лавах: нарастание основности лав происходит очень быстро по мере незначительного увеличения высоты. Последняя обычно не превышает 2000 м и редко достигает 3000 м.

Представляющий собой исключение из установленной закономерности вулкан Пико-да-Тейде (о. Тенериф, Канарские острова) сложен трахидолеритами с содержанием кремнекислоты 59—60%. В составе лав конуса известны обсидианы (SiO_2 — 73%). Высота вулкана 3713 м. Это единственный вулкан Атлантического океана, точки анализов которого ложатся за пределами линии, ограничивающей гипсометрическое размещение вулканитов разной кислотности.

Второй тип более сложных и более зрелых островных дуг, характеризующихся наличием больших участков суши и областей молодой складчатости, представлен вулканами Японии (рис. 26, в), Индонезии, Филиппин и Меланезии (рис. 26, г) и Камчатки (рис. 26, д). Наклон кривой, ограничивающей максимально допустимую кислотность продуктов вулканизма для вулканов разной высоты, заметно увеличен. Кислые вулканы ($\text{SiO}_2 > 69\%$) по-прежнему не превышают 2000 м. Однако для основных и сред-

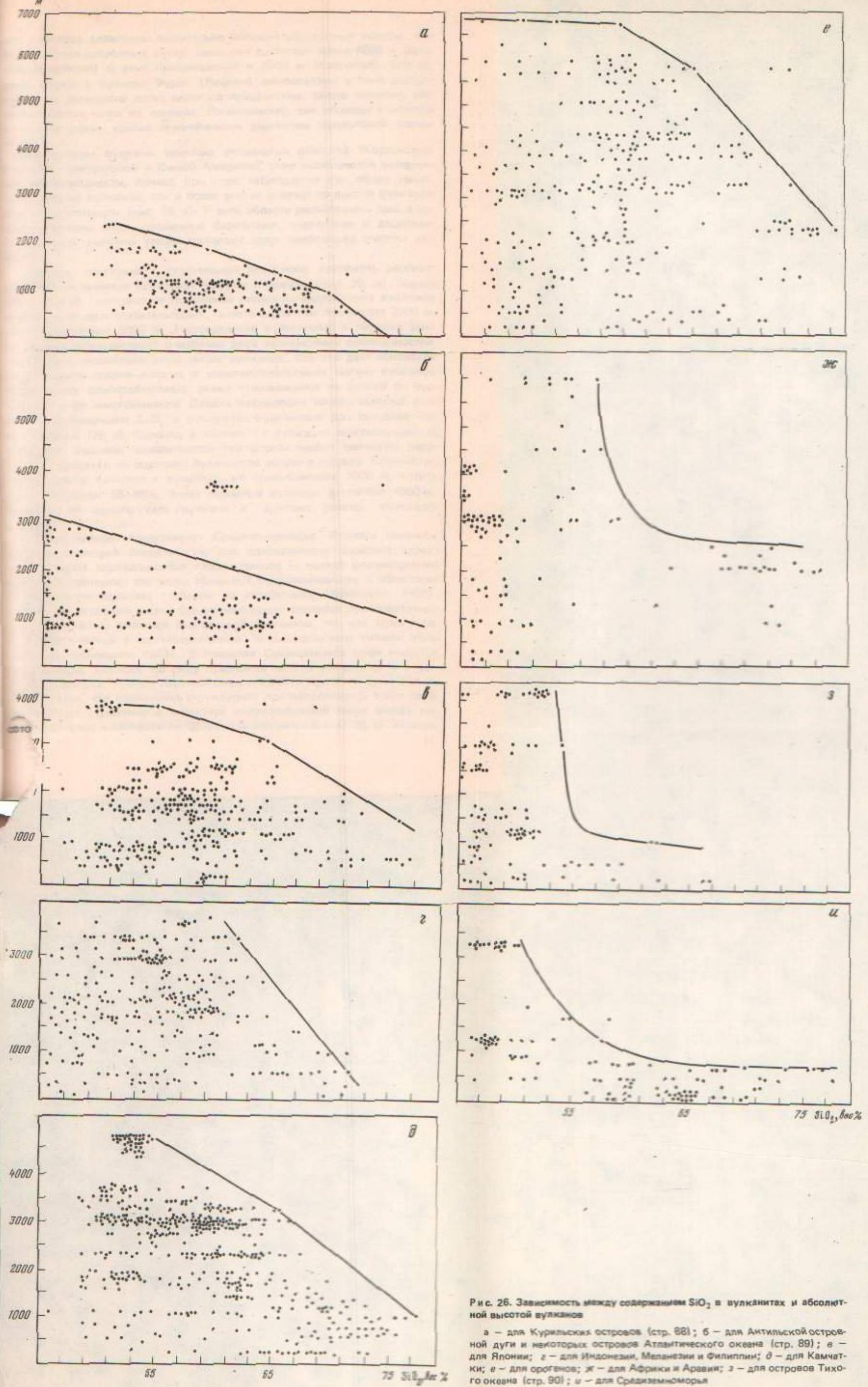


Рис. 26. Зависимость между содержанием SiO_2 в вулканитах и абсолютной высотой вулканов

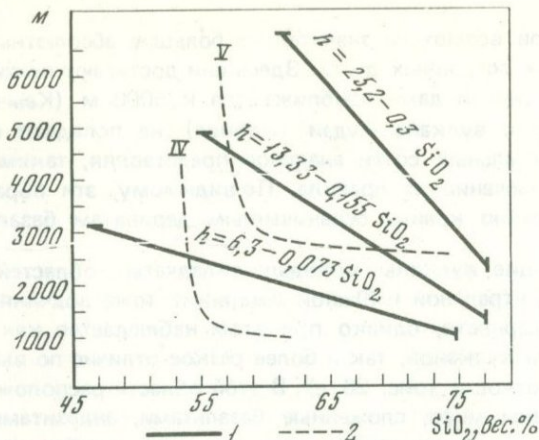
а — для Курильских островов (стр. 88); б — для Антильской островной дуги и некоторых островов Атлантического океана (стр. 89); в — для Японии; г — для Индонезии, Малайзии и Филиппин; д — для Камчатки; е — для орогенов; ж — для Африки и Аравии; з — для островов Тихого океана (стр. 90); и — для Средиземноморья

них вулканов возможны значительно большие абсолютные высоты, чем в цепочечных островных дугах. Здесь они достигают почти 4000 м (Япония, Индонезия) и даже приближаются к 5000 м (Камчатка). Два образца дацита с вулкана Фудзи (Япония) не попадают в поле распространения остальных сотен анализов представляя, таким образом, следующее исключение из правила. По-видимому, эти образцы относятся к количественно крайне ограниченным дериватам базальтовой магмы вулкана.

Действующие вулканы молодых складчатых областей (Кордильеры Северной, Центральной и Южной Америки) тоже подчиняются выявленной закономерности, однако при этом наблюдается как общее увеличение высоты вулканов, так и более резкое отличие по высоте вулканов разной кислотности (рис. 26, е). В этой области расположены самые высокие вулканы мира, сложенные базальтами, андезитами и дацитами. Липаритовые вулканы также достигают здесь наибольшей высоты (до 4500 м).

Вулканы, связанные с глубинными разломами платформ, рассматриваются на примере Восточной Африки и Аравии (рис. 26, ж). Характерно резкое контрастное положение липарито—андезитовых вулканов относительно щелочнобазальтовых. Высота первых не превышает 2500 м, вторые достигают 6000 м. Распределение кремнезема в породах этих вулканов свидетельствует о наличии двух независимых совокупностей, отвечающих указанным двум типам вулканов. Все это дает основание рассматривать средне—кислую и щелочнобазальтовые магмы вулканов Африки как самостоятельные, резко отличающиеся не только по составу, но и по энергоемкости. Сходна корреляция между высотой вулкана и содержанием SiO_2 в продуктах вулканизма для островов Тихого океана (26, з). Однако, в отличие от вулканов континентальных платформ, вулканы океанической платформы имеют меньшую абсолютную высоту и не содержат вулканитов кислого состава. Количество кремнезема в некоторых вулканах, не превышающих 1000 м, колеблется в пределах 55—66%, более основные вулканы достигают 4000 м. Переход от одного типа вулкана к другому резкий, скачкообразный.

Особый интерес представляет Средиземноморье. Являясь типичной областью молодой складчатости, оно одновременно содержит характерные черты зарождающейся геосинклинали — начало формирования впадин. В принципе, эти черты сближают Средиземноморье с областями формирования больших грабенов на платформах (Шейнманн, 1968). Кстати, по строению коры Средиземноморье занимает промежуточное положение между типичной платформой и океаном, так как здесь перемежаются участки с континентальным и океаническим типами коры (Гуаррий, Соловьева, 1963). В пределах Средиземного моря имеются и структуры, которые по ряду признаков можно отождествить с островными дугами. Таковы Апеннин-Сицилийская и Критская дуги. Весьма показательно, что отмеченная структурная противоречивость этого региона находит отражение в характере корреляционной связи между высотой вулканов и составом их продуктов извержений (рис. 26, и). Кривая,



Р и с. 27. Основные типы корреляционных связей между содержанием SiO_2 в вулканитах и абсолютной высотой вулканов

1 (снизу вверх) — элементарные островные дуги, сложные островные дуги, орогены; 2 — континентальные платформы (IV) и океанические платформы (V)

отражающая максимально возможную высоту для вулканов разного состава, по характеру напоминает аналогичные кривые платформ и океана. И вместе с тем можно усмотреть аналогию с зависимостью, установленной для вулканов островных дуг.

На рис. 27 в обобщенном виде представлены выявленные закономерности. Изображенные на графике линии показывают максимально возможные высоты подъема магм разного состава для совокупностей вулканов разной структурной принадлежности. Для элементарных островных дуг зависимость между высотой и составом описывается выражением

$$h = 6,3 - 0,073 \text{ SiO}_2 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 45), \quad (9)$$

где h — абсолютная высота вулкана в км над ур. моря, SiO_2 — максимальное содержание окиси кремния в его вулканитах в вес. %.

Молодые орогены, входящие в островные дуги второго типа, определяют другие коэффициенты в этой функции:

$$h = 13,33 - 0,155 \text{ SiO}_2 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 55). \quad (10)$$

В зрелых орогенах, причлененных к континентальным платформам, высота вулканов зависит от состава магмы следующим образом:

$$h = 25,2 - 0,3 \text{ SiO}_2 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 61). \quad (11)$$

Эта последняя зависимость, перекрывающая все остальные, будет выражением предельной высоты подъема магм разного состава для планеты в целом.

Таким образом, общей для этого ряда структур является принципиально единая линейная зависимость предельной высоты вулкана от состава магм. Геологоструктурной дискретности ряда отвечает дискретность изменения углового и дополнительного коэффициентов в уравнениях

Изменение это соответствует примерно двукратному последовательному их увеличению при переходе к более зрелому типу структур.

Эмпирически найденные функции имеют ограниченную применимость, показанную в скобках для каждого случая. При содержании окиси кремния $< 45\%$ устанавливается прямая зависимость между высотой вулкана и содержанием кремнекислоты в вулканитах: ультраосновные расплавы не способны подняться так высоко, как основные. Поведение ультраосновных магм в этом интервале подобно поведению кислых в интервале $\text{SiO}_2 > 55\%$: способность к формированию только относительно невысоких вулканов.

Принципиально иной характер зависимости "абсолютная высота—состав" выявлен для вулканов платформ. Здесь состав расплава предопределяет существование двух четко различающихся совокупностей: вулканиты с малым содержанием окиси кремния безразличны к высоте, кислые расплавы образуют только низкие вулканы. Конкретные значения высоты и критического насыщения кремнеземом индивидуальны для океана и континента.

$$\text{Океан: } h < 4 \text{ (при } \text{SiO}_2 < 55), h < 1 \text{ (при } \text{SiO}_2 > 55). \quad (12)$$

$$\text{Континент: } h < 6 \text{ (при } \text{SiO}_2 < 57), h < 3 \text{ (при } \text{SiO}_2 > 57). \quad (13)$$

ВЫВОДЫ

1. Выявлена глобальная количественно описываемая закономерность, вскрывающая зависимость между кремнекислотностью магматических расплавов и высотой их подъема при вулканическом процессе.

2. Основные магмы обладают большими энергетическими возможностями, вследствие чего способны занимать более высокий гипсометрический уровень, чем кислые.

3. Для каждого типа рассматриваемых структур существуют пределы, выше которых магмы определенного состава подняться не могут. На этой основе получен критерий для определения предельного вулкана, трактуемого как статически равновесный.

4. Характер зависимости "абсолютная высота—состав" для действующих вулканов позволяет разделить их на две генеральные совокупности: вулканы островных дуг — орогенов и вулканы платформ. Для первой эта зависимость непрерывна в пределах каждого типа структур и дискретно меняется от структуры к структуре. Во второй совокупности основные и кислые вулканиты по своему гипсометрическому положению резко контрастны.

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ВЫСОТА ВУЛКАНОВ И СОСТАВ ВУЛКАНИТОВ

Сопоставление абсолютных высот вулканов одного состава, но разной структурной принадлежности обнаруживает последовательное их увеличение в рядах: островные дуги—ороген и океаническая платформа — континентальная платформа. Совершенно очевидно, что в этих рядах происходит и общее увеличение абсолютной высоты самих структур,

т.е. фундамента вулканов. Кроме того, сам факт одновременного увеличения основности вулканитов и абсолютной высоты вулканов в пределах одного типа структур также оставляет открытым вопрос о роли фундамента, т.е. тектонического фактора, в наращивании этого параметра. Для выявления вероятных причин, лежащих в основе зависимости "состав—высота", оказалось полезным проследить соотношение относительной высоты вулканов с их составом. Следует отметить, что этот гипсометрический параметр вулкана имеет меньшую определенность, чем абсолютная высота. Не всегда удается достаточно надежно определить относительную высоту вулкана либо из-за того, что фундамент его скрыт под уровнем моря, либо вследствие резких перепадов высот в окружающем вулкан рельефе. Поэтому количественные выражения для найденной зависимости менее надежны, чем в случае с абсолютными высотами.

Для островных дуг первого типа эта зависимость вообще не выво-дилась вследствие малого количества определенных данных. Для вулканов Камчатки, Японии и Индонезии она имеет вид:

$$b = (12 - 16) - 30,12 - 0,19 (\text{SiO}_2) \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 57). \quad (14)$$

Здесь b — относительная высота вулкана в километрах, SiO_2 — максимальное содержание окиси кремния в вулканитах в вес. %.

Относительная высота вулканов орогенных областей, океанических и континентальных платформ связана с составом вулканитов по формуле:

$$b = 24 - 0,28 \text{SiO}_2 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 53). \quad (15)$$

Как и выражение (11), это последнее равенство, имея наиболее высокие угловой и дополнительный коэффициенты, описывает зависимость относительной высоты вулкана от состава вулканитов для всей планеты в целом. Практически полная его идентичность (11) приводит к весьма важному выводу о том, что магме в целом безразлично, каким способом подняться на определенную доступную ей высоту. Это достигается либо построением собственного конуса соответствующей высоты, либо путем достраивания более высокого фундамента в другом месте соответственно более низким конусом. Важным здесь является закон, согласно которому любой способ подъема расплава сопровождается снижением его кремнекислотности с интенсивностью, равной примерно 3 вес. % окиси кремния на 1 км высоты. Разумеется, это справедливо лишь в первом приближении со всеми ранее перечисленными оговорками и только в интервале 53—80% SiO_2 . В основном—ультраосновном интервале современный вулканизм представлен крайне мало, но имеющиеся данные свидетельствуют о противоположной тенденции: повышение кремнекислотности с одновременным повышением высоты.

ВЫВОДЫ

1. Существует обратная зависимость между относительной высотой вулкана и максимально возможным содержанием кремнекислоты в продуктах его извержения.

2. Зависимость "относительная высота—состав" для всех действующих вулканов идентична зависимости "абсолютная высота—состав" и выражается в снижении максимальной кремнекислотности расплава на 3% при его подъеме на 1 км (в интервале 53—80% SiO_2).

3. Получен дополнительный критерий выявления предельных вулканов по их соответствию зависимости (14) или (15).

СОСТАВ ВУЛКАНИТОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВЫСОТЫ ФУНДАМЕНТА ИЛИ МОЩНОСТИ КОРЫ ПОД ВУЛКАНАМИ

Отличие между выражениями (11) и (15) состоит в том, что первое справедливо лишь для части интервала кремнекислотности, в котором действует второе ($\text{SiO}_2 > 61$ и > 53 соответственно). Однозначность же их в совпадающем интервале свидетельствует об адекватной роли фундамента в изменении состава вулканитов, так как абсолютная высота слагается из относительной плюс высота фундамента. Это последнее положение представляется чрезвычайно важным: через высоту фундамента изменение состава вулканитов можно будет связать с помощью коры.

На рис. 28 штрихом очерчено поле вулканитов, распределенных в структурах Земли на фундаменте разной высоты от -5 до $+5$ км. Это поле включает все анализированные породы действующих вулканов, независимо от их состава и диапазона кислотности. Границы поля аппроксимируются двумя прямыми, каждая из которых показывает максимально или минимально возможную кислотность вулканитов для данной высоты фундамента. Эти прямые проявляют чрезвычайно важную для понимания механизма магмообразования и подъема расплавов закономерность — предопределенность состава вулканитов высотой фундамента (мощностью коры) или их структурной позицией.

Согласно имеющимся материалам с учетом их естественной неполноты и вероятного уточнения можно утверждать, что в глубоководных условиях извержение вулканитов дацит—липаритового состава невозможно, в сильно поднятых (> 4000 м) орогенах вулканизм может проявиться только в виде андезит—липаритовых расплавов и лишь в структурах типа островных дуг, молодых орогенов и континентальных платформ вероятен весь известный диапазон кислотности вулканитов. Для выведения количественного выражения этой закономерности были выполнены следующие дополнительные операции: из рассмотрения последовательно отсеивались вулканы с $\Delta\text{SiO}_2 > 8\%$ и $< 1\%$. Это было продиктовано необходимостью избавиться от относительного влияния таких вероятных факторов разнообразия, как дифференциация или смешение. Для рассматриваемой здесь модели полезно ограничиться случаями относительно гомогенных магматических расплавов с мало меняющимися вдоль канала составом и плотностью.

В качестве крайнего случая рассмотрены вулканы, породы которых не отличаются друг от друга более чем на 1% SiO_2 . Понимается, в эту выборку попали и те вулканы, для которых имеющиеся анализы не отражают действительный диапазон кислотности, поэтому даже для нее выведенные зависимости не являются абсолютными. И тем не менее

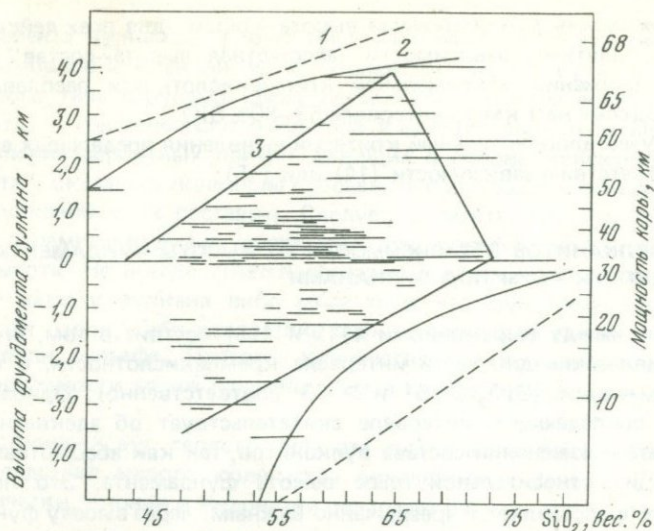


Рис. 28. Зависимость между содержанием в вулканитах SiO_2 и высотой фундамента вулкана или мощностью земной коры

1 — все действующие вулканы; 2 — вулканы с диапазоном кислотности вулканитов меньше 8 вес.% SiO_2 ; 3 — вулканы с диапазоном кислотности вулканитов меньше 1 вес.% SiO_2

они отражают, по-видимому, некое приближение к крайнему случаю, свойственному гомогенным расплавам. Этот случай показан на рис. 33 (3). Как видно, он принципиально однозначен всей совокупности: поле гомогенных вулканитов ограничивается прямыми, субпараллельными прямым (1). Достаточно наглядно они подчеркивают и общую закономерность: снижение максимальной кислотности к экстремальным гипсометрическим уровням и повышение минимальной кислотности для наземных вулканитов с высотой фундамента.

Таким образом, количественно зависимость состава вулканитов от высоты фундамента может быть выражена следующей серией равенств:

$$S_{\min} = (12; 43) + (11; 5,7) H, \quad (16)$$

$$S_{\max} = (87; 71) - (4,0; 1,5) H, \quad (17)$$

$$S_{\max} = (84; 71) + (5,8; 6,4) H, \quad (18)$$

где S_{\min} — минимально, а S_{\max} — максимально возможное содержание окиси кремния в вулканитах в вес. %, H — высота фундамента вулкана в километрах над ур. моря, в скобках: первые числа — для всей совокупности действующих вулканов, вторые — для гомогенных с $\Delta\text{SiO}_2 < 1\%$. Интервал действия приведенных уравнений виден на рис. 28.

Нетрудно убедиться, что выражение (17) для всей совокупности вулканов очень близко выражениям (11) и (15). Этим самым подтверждается единство связи между составом вулканита и любой формой его гипсометрического положения. Другое дело, что последнее не во всем диапазоне может иметь любую форму: вулканы с большой отно-

сительной высотой возможны только при низком положении фундамента, а большая их абсолютная высота обязательно предполагает сравнительно малую относительную.

Сплошными линиями (2) на графике (см. рис. 28) показана зависимость для вулканов со средним диапазоном кислотности. Линии занимают промежуточное положение между крайними случаями и, по-видимому, в первом приближении могут рассматриваться как отражение зависимости для среднестатистического вулкана. В координатах "высота фундамента—кремнекислотность" они не прямолинейны, зато в координатах "мощность коры—кремнекислотность" очень близки к прямым. Связь между высотой фундамента и мощностью коры была найдена по формуле Р.М. Деменицкой (1967). Для такого среднестатистического вулкана с относительно малым диапазоном кислотности ($\text{SiO}_2 < 8\%$) были выведены уравнения:

$$S_{\min} = 4 + 0,7 K \quad (\text{при } 50 \leq K \leq 65), \quad (19)$$

$$S_{\max} = 48 + K \quad (\text{при } 6 \leq K \leq 32), \quad (20)$$

где S_{\min} и S_{\max} — соответственно минимально и максимально возможное содержание окиси кремния в вулканитах в вес. %, K — мощность коры в километрах.

Эти уравнения позволяют высказать предположение, что состав расплавов является функцией мощности коры и, следовательно, последняя своим веществом принимает участие в формировании магм. Так, например, собственно липаритовые расплавы с содержанием окиси кремния более 70% способны генерироваться только при толщине коры более 22 км. При этом, поскольку в основу построений взят среднестатистический вулкан, предполагается возможность участия в магмообразовании дифференциации, парциального плавления или смешения, при которых липариты будут только частью расплавной системы (сосуществуют с андезитами). Для всей совокупности рассмотренных действующих вулканов, где эти факторы почти наверняка присутствуют и липариты могут быть производными даже базальтов, критическая мощность коры составляет всего 12 км. Для генетически "чистых" или гомогенных вулканов, где магма скорее всего является продуктом прямого и полного плавления субстрата, так как полностью отсутствуют производные иного состава, критическая мощность коры для образования липаритов составляет 30 км. Следовательно, только такая мощность коры, по-видимому, в состоянии обеспечить независимое существование гранитных расплавов и сохранение ими первичной гомогенности.

Нарастание мощности коры, способствуя обособлению и гомогенизации кислых расплавов, одновременно отрицательно сказывается на "чистоте" ультраосновной компоненты. Ультраосновные расплавы теряют возможность подъема к поверхности Земли в первозданном виде по мере увеличения мощности коры и подъема фундамента. Создается впечатление, что они при этом все более "засоряются" кремнекислой компонентой, преобразуясь в андезиты, андезито-дациты или дациты.

Интересные возможности содержатся в некотором преобразовании выведенных уравнений. Если экстраполировать прямую (20) в гипо-

тетическую область с мощностью коры 0 км, получим состав магмы, выплавляемый из мантии при полном отсутствии корового влияния. Ей отвечает магма с максимально возможным содержанием окиси кремния 48%. Для случая с гомогенными расплавами в предположении о прямом и полном плавлении субстрата экстраполяция соответствующего равенства (18) в указанную область затруднена вследствие гиперболической зависимости между мощностью коры и высотой фундамента. Если ограничить экстраполяцию 6 км по мощности коры, что практически сведет на нет ее влияние, то состав прямой выплавки из мантии будет содержать примерно 39% SiO_2 . Несмотря на крайнюю условность предпринятых манипуляций, результаты не представляются абсурдными: верхняя мантия в океанах представлена ультраосновными породами с 39% SiO_2 и парциальная выплавка из нее обычно содержит не более 48% SiO_2 .

ВЫВОДЫ

1. Кислотность продуктов извержения связана с высотой рельефа, на котором расположено основание вулкана: максимально возможное содержание окиси кремния наибольшее у вулканитов, фундамент которых приближен к уровню океана; при подъеме или снижении фундамента вулканов от уровня океана максимальная кислотность вулканитов уменьшается; в высокогорных областях снижается и минимально возможная кислотность.

2. Выведены количественные соотношения между составом вулканитов и высотой фундамента, согласно которой установлена, в частности, критическая мощность коры для извержения липаритовых расплавов: в связи с базальтами ≥ 12 км, с андезитами ≥ 22 км, самостоятельно ≥ 32 км.

3. Эмпирически найденная количественная зависимость "состав вулканитов — мощность коры" открывает возможность для палеорекострукций — восстановления мощности коры и, следовательно, типа структуры по содержанию кремнекислоты в вулканитах.

4. Получен критерий выделения предельного вулкана по его соответствию предельному кремнесодержанию при данной высоте фундамента.

ГИПСОМЕТРИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Подъем магм на разный гипсометрический уровень в зависимости от их состава обуславливает статистически проявляющуюся вертикальную зональность вулканических пород. Так, например, на Камчатке вулканические породы, лежащие ниже 3000 м, образуют сложную совокупность с модальным интервалом 60–64% SiO_2 . Вулканиты, располагающиеся выше 3000 м, имеют модальный интервал 50–54% SiO_2 (рис. 29). Особенно резкое отличие вулканитов, размещающихся выше и ниже 3000 м, наблюдается для Восточной Африки и Аравии. Выше 3000 м встречаются только представители щелочнобазальтовой магмы — оливиновые, лейцитовые, мелилитовые, нефелиновые базальты, трахиты, фонолиты, лим-

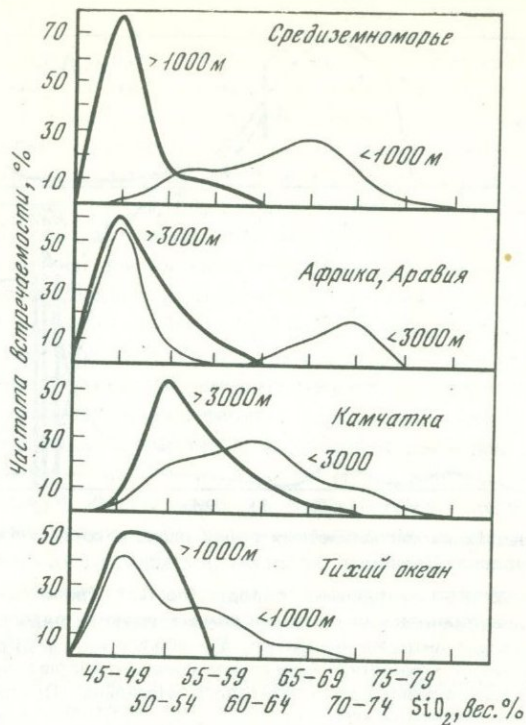


Рис 29. Распределение содержаний SiO₂ в вулканитах разновысотных вулканов

бургиты и т.д. Ниже 3000 м, помимо указанной серии пород, довольно широко распространены пантеллериты, риолиты и дациты, образующие, как видно на рис. 29, самостоятельную ассоциацию.

Вулканы Средиземноморья сравнительно невысоки, но состав вулканитов обнаруживает очень сильную зависимость от гипсометрического положения вершины вулкана. Эта зависимость столь ярко выражена, что разновысокие вулканы по существу образуют две совершенно отдельные ассоциации по содержанию кремнезема (см. рис. 29).

В целом для планеты на основании 2100 анализов рассчитано среднее содержание кремнезема в вулканических породах действующих вулканов: породы вулканов ниже 3000 м содержат 57,5% SiO₂, выше 3000 м — 54,8% SiO₂.

Полученная зависимость может быть экстраполирована и на интрузивный процесс. На рис. 30 нанесены графики встречаемости вулканических и интрузивных пород, по П.Н. Кропоткину (1941). Здесь же на соответствующих уровнях показано среднее содержание кремнезема в современных вулканических породах и разных по глубинности интрузивных комплексах. Обращает на себя внимание непрерывность изменения среднего состава изверженных пород при движении по вертикали от основных вулканитов высокогорий до кислых интрузивных тел абиссальных глубин. Каждому гипсометрическому уровню свойственны

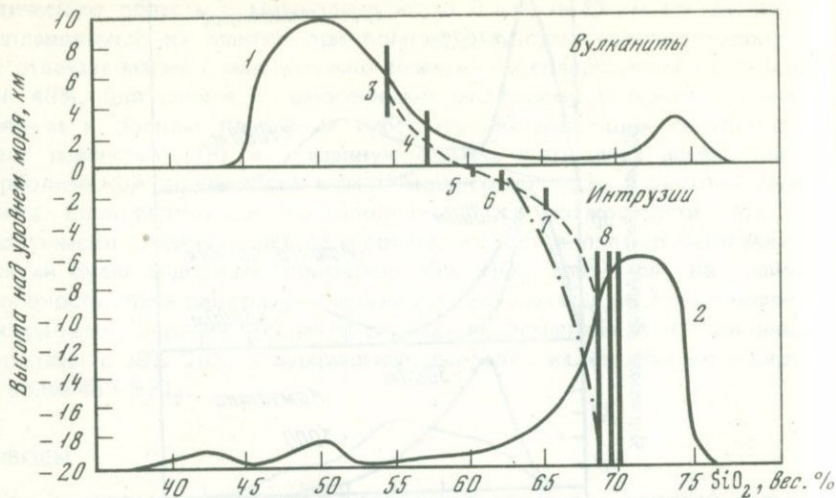


Рис. 30. Распределение магматических пород разного состава (по SiO_2) на гипсометрических уровнях Земли

1 — вулканинты; 2 — интрузивные породы (по П.Н. Кропоткину, 1941); 3—4 — средние составы вулканических пород на разных уровнях планеты; 5—7 — верхнемеловые-плиоценовые интрузии Камчатки; 8 — абиссальные интрузивные комплексы; штриховая линия — расчетная кривая для среднего состава интрузий на основе сопоставления объемов гранитного и базитового "Идеальных Плутонов"

не случайные, а закономерные количественные соотношения между породами разного состава. Чем выше мы поднимаемся по разрезу, тем чаще встречаются бедные кремнеземом породы, а представители гранитоидной ветви убывают.

ВЫВОДЫ

1. Вертикальная неоднородность изверженных пород, ранее установленная в целом для вулканических и плутонических ассоциаций, проявляется также для каждой из фаций в отдельности.
2. Сущность гипсометрической зональности состоит в постепенной смене от абиссальных глубин до высокогорных областей кислых пород основными и соответственно непрерывном увеличении средней основности изверженных пород снизу вверх.
3. Смена интрузивных фаций вулканическими означает в общем случае переход от магм менее энергоемких к магмам более энергоемким.

МЕГАВУЛКАНЫ — ПРЕДЕЛЬНЫЕ ВУЛКАНЫ ПЕРВОГО РОДА

Зависимость между содержанием окиси кремния в вулканинте и различными гипсометрическими параметрами вулканов в целом имеет нелинейный характер, а реализуется лишь как некий предел, к которому стремится вулкан. Достижение этого предела означает либо прекращение его роста в высоту, либо прекращение дальнейшего увеличения содер-

жания окиси кремния в вулканитах. И только эти предельные значения высоты и состава в соответствующих координатах располагаются линейно. При анализе абсолютных высот вулканов выяснилось, что ход изменения предельных величин последовательно и закономерно меняется от одного типа структур к другому. По-видимому, дополнительные материалы обнаружат такую индивидуализацию и по другим гипсометрическим параметрам вулканов. Сейчас представляется важным подчеркнуть, что получены три надежных критерия для выявления во всей совокупности действующих вулканов тех из них, которые достигли предела в своем развитии по составу и высоте (абсолютной, относительной и фундамента). Предел такого рода свидетельствует о равновесном состоянии вулкана, о потере им одной из степеней свобод, которая дальше уже не может изменяться независимо. Достигнув такого предела по высоте, вулкан все еще сохраняет способность к дальнейшей эволюции, но при одновременном изменении высоты и состава по одному из выведенных равенств (9—20). Однако это скольжение по предельной линии будет означать уже совокупное изменение признаков, поддерживающее достигнутое состояние равновесия. Назовем такое состояние равновесия между составом вулканитов и одним из высотных параметров вулкана относительным пределом первого рода, а вулкан — мегавулканом.

Этот предел или максимум, как мы видели при анализе абсолютных высот вулканов, не является постоянным, а закономерно меняется от типа структуры, в которой проявлен вулкан. Скажем, предельная абсолютная высота вулкана, содержащего лавы с SiO_2 не более 65%, меняется от структуры к структуре следующим образом: Тихий океан и Средиземное море — 800 м, Курильские острова — 1250 м, Антильские острова — 1750 м, Индонезия, Меланезия, Филиппины — 2500 м, Африка —

Таблица 6

Действующие предельные вулканы первого рода — мегавулканы

Название	Местонахождение	Абсолютная высота, м	Относит. высота, м	Высота фундамента, м	Состав основной массы изверженных продуктов
Шаста	США	4317	3050	1267	Андезиты, дациты
Рейнир	США	4345	2900	1500	Андезиты, дациты
Вулкано	Италия	500	1500	-1000	Дациты
Лассен Пик	США	3186	1130	2056	Дациты
Шивелуч	Камчатка	3335	2700	635	Дациты, андезиты
Кацу-Шима	Япония	574	800	-226	Липариты
Атосонопури	Япония	574	500	74	Дациты, липариты
Узон (экстрюзия)	Камчатка	1100	200	900	Липариты

2700 м, Япония — 3000 м, Камчатка — 3300 м, Кордильеры Америки — 5750 м.

В перечисленных районах встречаются всякие вулканы, но если содержание кремнезема в продуктах их извержения не превышает 65%, то высота таких вулканов не может превышать указанные пределы. Точно так же по вышеприведенным графикам устанавливаются предельные высоты для вулканов всех диапазонов кислотности: от 45 до 78% SiO_2 . Это в одинаковой мере относится и к другим высотным параметрам вулкана, в частности, к относительной высоте и высоте фундамента. Тем самым список предельных вулканов значительно расширится вследствие включения в него не только тех вулканов, выше которых данная структура дать не может (абсолютный предел или предел второго рода), но и вулканов, высота которых ограничивается достижением максимальной кислотности состава лав и пирокластики. Так, например, на Камчатке, помимо Ключевского, в число предельных вулканов попадут кальдера Узон (абсолютная отметка кислых куполов с содержанием SiO_2 до 75% достигает 1100 м при относительной высоте 200 м) и Шивелуч (абсолютная высота лав с содержанием SiO_2 до 64% достигает 3300 м, относительная 2700 м). Некоторые из предельных вулканов такого типа помещены в табл. 6.

Выводы

1. В процессе развития вулканы могут переживать две стадии: в течение первой состав продуктов извержения и высота вулкана ведут себя как независимые переменные, во второй — состав и гипсометрические параметры соподчинены.

2. Начало второй стадии означает вступление в равновесное развитие и достижение вулканом предела первого рода.

3. Равновесное развитие вулканов во второй стадии ограничено пределом второго рода, определяемым обратной зависимостью между высотами фундамента и конуса.

Глава 6

ГИДРОСТАТИКА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАДИАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГМ

ГИДРОСТАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВУЛКАНА

Выше отмечалась логическая правомерность и принципиальная возможность применения к вулканам представлений из области гидростатики, согласно которым рост вулканического конуса при эффузивных извержениях означает развитие вулкана в направлении к гидростатическому равновесию. Прекращение роста при продолжающихся эффузиях должно было бы свидетельствовать о достижении этого равновесия. Это тем более кажется естественным, когда в такой механизм обязательным элементом

входит состав расплава, т.е. его плотность. Но плотность и высота столба жидкости — основные составляющие гидростатического уравнения:

$$dL = d_1 L_1, \quad (21)$$

где d и d_1 — плотности кристаллической среды и расплава соответственно, L — глубина от поверхности Земли до дна вулканического канала и L_1 — высота столба жидкости. В нашем случае $L_1 = L + b$, т.е. общая длина канала раскладывается на относительную высоту конуса и глубину до дна канала от поверхности. Тогда

$$L = \frac{d_1 b}{d - d_1}. \quad (22)$$

Именно таким способом Ф. Тернером и Д. Ферхугеном была рассчитана глубина очага под Гавайскими вулканами, равная 56 км. Несмотря на прекрасное совпадение с геофизическими данными, этот результат вызвал пессимистическое заключение авторов: "Действительная глубина, по-видимому, несколько больше, так как не известны вулканы, которые находились бы в статическом равновесии" (Тернер, Ферхуген, 1961, стр. 385).

Введение понятия предельного вулкана и обоснование нескольких способов отыскания таких вулканов позволяют рассматривать их как статически равновесные. Действительно, при достижении предела первого рода относительная высота и плотность (состав) становятся количественно взаимосвязанными таким образом, что увеличение высоты влечет за собой увеличение плотности и наоборот. Такой характер изменения этих величин возможен только при увеличении глубины канала и соответственно при вовлечении в плавление более глубинных и более основных пород.

Следовательно, выявленные закономерности делают использование гидростатической модели не только возможным, но и обязательным. Только гидростатика в сочетании с химической стратификацией кристаллических пород коры и мантии удовлетворительно объясняет связь состава вулканитов с высотой вулкана, фундамента и мощностью коры.

Для практического применения уравнения гидростатического равновесия использовался несколько усложненный и конкретизированный его вариант.

Как следует из геофизических данных, вулканы размещаются над многослойными средами, т.е. $L = L^1 + L^2 + L^3 + \dots + L^n$ с плотностями, соответственно равными $d^1, d^2, d^3, \dots, d^n$. Если $L > L^1 + L^2 + L^3 + \dots + L^{n-1}$, то $dL = d^1 L^1 + d^2 L^2 + \dots + d^n [L - (L^1 + L^2 + \dots + L^{n-1})]$. Подставляем полученное значение d в (22) и после ряда преобразований получаем:

$$L = \frac{L^1 (d^n - d^1) + L^2 (d^n - d^2) + \dots + L^{n-1} (d^n - d^{n-1}) + b d_1}{d^n - d_1}. \quad (23)$$

Значение "n" (23) определяется подборкой, что достигается ориентировочными расчетами и затруднений не представляет. Основная трудность

состоит в выборе плотностей геофизических слоев и магм — данные эти не всегда надежны или попросту отсутствуют. В последнем случае использовались эмпирические кривые зависимости скорости упругих волн от плотности Г. Вулларда, Нейфа и Дрейка (Справочник физических констант, 1969). Плотность магмы принималась, исходя из плотности расплавов соответствующих или близких по составу пород при температуре 1200°С с поправкой на кристаллическую фазу, среднее содержание которой принято равным 20% (Масуренков, 1974₂).

Ниже приведены результаты расчетов глубин магматических каналов (очагов) для некоторых предельных вулканов первого и второго рода. В зависимости от того, в каком геофизическом слое находится очаг вулкана, выделяются два типа магматического питания: мантийное и коровое. Последнее подразделяется на "базальтовое" и "гранитное".

Общее количество и относительная доля мантийных вулканов снижается в ряду структур: океаническая платформа — континентальная платформа — элементарная островная дуга — сложностроенная островная дуга. В высокогорных областях орогенов мантийные вулканы вообще не обнаружены. Составы вулканитов варьируют от щелочноультраосновных до базальтовых и андезито-базальтовых. Глубина канала от поверхности Земли составляет 30—70 км, от поверхности Мохо — 5—50 км. Примером мантийных вулканов являются: Пико-до-Тейде — 65 км, Мауна-Лоа — 60 км, Фогу — 55 км, Ключевской, Камерун и Килиманджаро — 50 км, Фудзи и Меру — 45 км, Тристан да Кунья и Этна — 35 км, Семеру — 30 км.

Вулканы корового питания характеризуются сравнительно невысокими значениями относительной высоты постройки. Они полностью отсутствуют на коре океанического типа, но постепенно вытесняют мантийные вулканы по мере эволюции рассмотренного ряда структур. В орогенах представляют единственный тип вулканов. Среди продуктов вулканизма встречены андезито-базальты, андезиты, дациты, липариты. Лишь в одном случае зафиксировано наличие базальтов (Льюльяльяко). Глубина канала от поверхности Земли для коровых вулканов составляет 5—45 км. Четко устанавливается зависимость состава вулканитов от положения забоя канала в "гранитном" (дациты, липариты) или "базальтовом" (базальты, андезито-базальты, андезиты) слоях. Примерами коровых вулканов являются: Льюльяльяко — 42 км, Попокатепель, Орисаба, Шаста, Рейнир — 35 км, Эль Мисти, Шивелуч — 30 км, Безымянный, Тунгурауа, Котопахи — 25 км, Толима, Гуила, Асама, Вулькано, Эльбрус — 15 км, Коцу-Шима, Узон, Атосонопури — 5 км.

Таким образом, получены следующие обобщенные цифры глубины генерации расплавов разного состава: 30—70 км от поверхности и 5—50 км ниже Мохо — базальтовые и щелочноультраосновные; 15—35 км от поверхности и только выше Мохо — андезитовые и андезито-базальтовые; 5—15 км от поверхности и только выше Мохо — дацитовые и липаритовые.

Несмотря на невысокую точность определения глубины конкретных очагов (10—50%), в целом получается вполне удовлетворительная картина соответствия типов генерируемых расплавов геофизическому уров-

ню генерации. Тем самым расчленение коры на гранитный и базальтовый слои, имевшие до настоящего времени только физический смысл, приобретает вещественное содержание, близко соответствующее названию. Действительно, не может быть случайным тот факт, что рассчитываемый забой вулканических каналов дацитовых и липаритовых вулканов не выходит из пределов гранитного слоя, андезитовых и андезито-базальтовых — из базальтового, а глубина канала базальтовых вулканов соответствует базальтовому слою или верхней мантии. Такое совпадение подтверждает действенность гидростатических сил в системе "очаг—вулкан" и вещественную стратификацию коры и мантии.

ВЫВОДЫ

1. Введение понятия предельных вулканов и обоснование способов их выявления на основе закономерностей связи вещественно-морфологических признаков позволяют применить к таким системам уравнения гидростатики и рассчитать глубину вулканического канала.

2. Установлено полное соответствие между составом вулканитов, рассчитанной глубиной вулканического канала и типом геофизического слоя, в котором начинается канал. Этим самым геофизическая стратификация земной коры приобретает вещественное наполнение.

3. Гидростатическая модель объясняет все выявленные закономерности вещественных, морфологических и геологоструктурных взаимосвязей в системе вулкан—очаг.

РАДИАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГМ

Соотношения между высотными параметрами современных действующих вулканов и составом вулканитов имеют объективный и однозначный характер — дальнейший прогресс может уточнить количественное выражение этих соотношений, но выявленный принцип, по-видимому, ревизии не подлежит. Его интерпретация на основе уравнения гидростатического равновесия приводит к выводу о сравнительно неглубоком залегании очагов питания магмой современных вулканов. Совпадение состава изливающихся расплавов с вероятным составом очаговых зон (по геофизическим данным) сильно увеличивает доверие к гидростатической модели и заставляет искать пути ее "примирения" с возможно большим комплексом фактических данных. Наиболее фундаментальные сведения поставляют петрологические и геофизические каналы информации. В частности, получены многочисленные материалы, свидетельствующие о возможности или вероятности питания вулканов веществом мантии, поднимающимся с глубин 100—200 км. Примем это положение за отправное и рассмотрим следствия, вытекающие из его сопоставления с гидростатической моделью вулкана. Прежде всего — о вероятном составе расплавов, заполняющих такой протяженный канал. Как выше показано, для реальных земных условий это не может быть ни базальт, ни андезит, ни липарит — каналы для соответствующих вулканов не простираются дальше 70—15 км. К совершенно аналогичным выводам относительно базальтов

пришли Ф. Тернер, Д. Ферхуген (1961) и С.А. Федотов (1974). Петрологические доказательства содержатся в моих публикациях (Масуренков, 1972₁; 1973; 1974₂). Следовательно, можно ожидать, что наиболее вероятное выполнение столь протяженных вулканических каналов, если они, конечно, существуют, это ультраосновные расплавы.

При разумно выбранных значениях плотности коры, мантии и ультраосновной магмы гидростатическое уравнение показало минимальную глубину, с которой они могут быть подняты к поверхности Земли, равную 100–130 км (Федотов, 1974). Здесь следует обратиться к другому фундаментальному источнику информации и оценить, сколь велика вероятность такого события. Геология свидетельствует, что ультраосновные породы среди вулканитов встречаются в количестве менее 0,1% (Дэли, 1936). Это однозначно указывает на крайне низкую вероятность подъема ультраосновных магм до поверхности Земли. Вероятность эта неодинакова для разных типов структур. Наиболее высоких значений она достигает в период прогибания геосинклинального трога и в платформенных условиях. В островных дугах и орогенах она равна нулю. Следовательно, рассчитанная минимальная глубина фактически является максимальной из возможных, тем теоретическим нижним пределом системы, который определяется положением верхней кромки канала у поверхности Земли. В действительности мы обязаны считаться с тем, что верхний уровень ультраосновной магматической колонны не достигает земной поверхности и чаще всего останавливается на некоторой глубине от поверхности. Эта остановка означает достижение гидростатического равновесия и соответствует в каждом конкретном случае определенному соотношению между высотой колонны над уровнем Мохо и ее глубиной ниже этого уровня.

$$d^1 L_2 + d^1 l = d L_2 + d_1 l, \quad (24)$$

где L_2 и l — длина магматической колонны соответственно ниже и выше поверхности Мохо, d , d_1 , d^1 — плотности мантии, коры и ультраосновного расплава. Из (24) следует:

$$l = \frac{d - d^1}{d^1 - d_1} L_2. \quad (25)$$

Плотность коры заключена в интервале 2,5–2,9 г/см³ и в среднем принимается равной 2,75 г/см³ (Белоусов, 1966). Плотность мантии до глубины 200 км, по К.Е. Буллену, меняется от 3,3 до 3,5 г/см³ и в среднем, по-видимому, близка к 3,4 г/см³ (Белоусов, 1966). Для получения плотности ультраосновного расплава имеются крайне ограниченные и противоречивые данные. Если исходить из выведенной И.А. Дугласом зависимости между кремнекислотностью породы и увеличением объема при переходе в стекловатое состояние и экстраполировать эту зависимость в область ультраосновных пород, то получим увеличение объема или уменьшение плотности на 3–4% (Луцицкий, 1971). С другой стороны, конкретные измерения для кристаллических пород и минералов соответствующего состава и адекватных им стекол показывают уменьшение плотности на 12–22% (Дэли, 1936; Справочник физических констант, 1969). Такая не-

определенность обязывает принять крайний случай, определяющий максимально возможную величину L_2 , т.е. уменьшение плотности мантии при плавлении на 3% ($d^1 = 3,3 \text{ г/см}^3$).

Подставляя принятые значения плотностей в (25), получаем

$$l = 0,18L_2.$$

Это равенство позволяет оценить вероятную величину максимального погружения вулканического канала в мантию ($H_K + L_2$) для разных типов геологических структур при обязательном внутрикоровом положении верхней кромки ультраосновной магматической колонны ($l \leq H_K$): океаническая платформа ($H_K = 10 \text{ км}$) — 65 км, элементарная островная дуга ($H_K = 20 \text{ км}$) — 130 км, сложнопостроенная островная дуга ($H_K = 30 \text{ км}$) — 195 км, ороген ($H_K = 70 \text{ км}$) — 460 км.

Как следует из экзотичности ультраосновных расплавов на поверхности и крайнего значения выбранной для них плотности, корни таких магматических колонн, если они существуют, в обычном случае должны располагаться несколько ближе к поверхности, чем приведенные максимальные значения.

Здесь важно подчеркнуть другое — непротиворечивость гидростатической модели существующим воззрениям о вероятной связи современных действующих вулканов с большими глубинами в мантии, в частности, с фокальным слоем островных дуг. И тот факт, что вулканы эти извергают на поверхность базальты, андезиты или даже липариты, а корни их могут иметь ультраосновной состав, не содержит в себе никакого парадокса.

Система вулкан—очаг в таких случаях может состоять из гидростатически равновесных и разных по составу и плотности фрагментов, положение каждого из которых в канале определяется действием сил гравитации и гидростатики и составом субстрата. Ультраосновной расплав, представляющий в рассмотренном случае скорее всего смесь кристаллов и жидкости ($d^1 = 3,3 \text{ г/см}^3$), проникая в нижние горизонты коры, достраивается базальтовыми или более кислыми магмами. Последние, располагаясь над гидростатически равновесными более плотными расплавами, не испытывают с их стороны никакого силового воздействия, большего, чем собственный вес этих магм, и ведут себя в состоянии равновесия, как будто опираются не на жидкую систему, а на жесткое дно субстрата. Именно поэтому в полученных выше оценочных значениях глубины очагов отсутствуют такие вероятные для некоторых вулканов ультраосновные корни — они никак не проявляются в высотных параметрах вулканов и почти не проявляются в составе вулканитов. Некоторые ультраосновные признаки в андезитах и дацитах Курило-Камчатской зоны показаны мною ранее (Масуренков, 1974₂).

Следовательно, если в мантии возникает жидкая или твердо-жидкая, но достаточно текучая ультраосновная система, то у нее практически отсутствуют шансы попасть на поверхность Земли в первичном виде. Фронт ее колонны останавливается внутри коры. Дальнейшее продвижение системы к поверхности в общем случае должно быть связано с преобразованием ее фронта в более легкие кремненасыщенные магмы. Чем более мощная кора встречается на пути такой системы к поверхности, тем

более значительные преобразования она должна испытать, т.е. насытиться кремнеземом. Здесь, однако, начинает действовать встречный процесс: соотношение плотностей и длин каналов в коре таковы, что наиболее высоко могут подняться базальтовые расплавы, но сохранению их основности препятствует рост толщины гранитного слоя. Именно поэтому имеет место сокращение диапазона кислотности расплавов с подъемом фундамента или увеличением толщины коры — в орогенах с наибольшей высотой фундамента фронт системы стремится принять состав, близкий к дацитам.

Механизм преобразования фронта ультраосновной колонны в более кислые магмы, в основном, отвечает плавлению сиалических коровых пород. Этот вывод, помимо петрологических данных, зиждется на совпадении очаговых зон базальтовых и липарито-дацитовых вулканов с уровнем базальтового и гранитного геофизических слоев. Кристаллизационной дифференциации могут быть обязаны лишь крайне незначительные объемы сиалических расплавов или при значительности объемов — небольшое смещение по составу. Во всех случаях в сколько-нибудь заметном масштабе дифференциация может проявляться только на уровне коры, так как значительное разуплотнение в пределах мантии по гидростатической модели неуклонно сокращает глубину такой системы и делает невозможным генерацию соответствующих магм в фокальном слое. Колонны ультраосновных магм, внедряясь в кору, служат теми основными системами дренажа мантийного вещества и главным образом энергии, которые обеспечивают известный набор вулканоплутонических, гидротермально-рудных и метаморфических процессов.

Выводы

1. В основании сиалических вулканов корового питания могут существовать гидростатически равновесные магматические колонны ультраосновного состава глубиной не более 200 км в островных дугах и 460 км в орогенах, при наиболее вероятных средних глубинах 110 и 260 км соответственно.

2. Вертикально протяженные ультраосновные расплавные зоны в основании современных действующих вулканов могут быть главными дренажными системами мантийного вещества и энергии, вызывающими плавление корового субстрата.

3. Основные закономерности вертикального размещения магм в вулканических каналах описываются уравнением гидростатического равновесия, обусловлены изменением плотности или состава кристаллической среды и сопряжены с обязательным радиальным изменением состава магм.

МАГМООБРАЗОВАНИЕ КАК МЕХАНИЗМ СТАНОВЛЕНИЯ СИСТЕМЫ ВУЛКАН – ОЧАГ

Глава 7

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ЕЕ РЕШЕНИЯ

В ряду изверженных пород вулканические занимают особое место, определяемое незавершенностью глубинного петрогенезиса, который внезапно прерывается процессом извержения. Эта незавершенность содержит огромные возможности для изучения и реконструкции условий и механизма магмообразования и кристаллизации, так как позволяет осветить все реальные состояния систем в интервале между солидусом и ликвидусом. Очевидно, что наиболее значительные метаморфозы с магмой осуществляются посредством фазовых превращений именно в этом интервале. Интрузивные породы, в лучшем случае, сохраняют свидетельства о состоянии системы в положении солидуса. В подавляющей же массе собственно магматическая стадия в процессе становления интрузии затухает метасоматозом. В еще худшем положении находятся породы из зоны ультраметаморфизма. Здесь стадии наиболее существенного преобразования глубинного вещества полностью заслоняются подсолидусными метасоматическими явлениями и навсегда пропадают для познания. Лишь вулканические породы сохраняют все этапы последовательного перехода системы из твердого состояния в жидкое и наоборот. Здесь важно подчеркнуть еще одно обстоятельство: петрогенезис включает в себя не только процесс превращения расплава в породу, но и образование магмы из кристаллического субстрата. Это очевидное положение полностью предается забвению в обстановке безудержного увлечения кристаллизационным принципом Боуэна. Изначально гомогенному расплаву отводится излишне универсальное значение. "Единая магма" приобретает мистический облик трансцендентальной субстанции, порождающей все разнообразие пород и минералов, извечно существующей вне связи и зависимости от сплетенного и противоречивого мира окружающих ее явлений. Между тем существует и другой путь, продиктованный неудовлетворенностью и любопытством: а как, собственно говоря, возникла сама эта или любая другая магма? Может быть, ей предшествовало иное состояние вещества, и не содержит ли магма в себе самой свидетельства такого состояния и взаимодействия со средой обитания? Возникновение вопроса является достаточным основанием для поиска ответа на него. По существу, дальнейшее изложение материала по вещественному содержанию системы вулкан—очаг и будет развиваться как такой поиск.

Вулканическая порода в целом и ее главные составные части (стекло и фенокристы) рассматриваются не как конкретное воплощение петрогенетической теории, как бы хороша она ни была, а как результат вероятных процессов, "незнакомых" с современными теориями петрогенезиса. Но поскольку вопросы направлены на доамагматическое состояние системы и механизм магмообразования, поиск ответов на них будет сосредоточен на тех предметах, которые, по мнению автора, в наибольшей мере их содержат. Это разного рода кристаллические включения в вулканитах и интрателлурические вкрапленники. Для такого поиска выработана система петрографического изучения вулканической породы (Масуренков, 1974_{2, 3}). Она предполагает освещение ее в следующих основных ракурсах: 1) количественное соотношение вкрапленников и стекла как показатель энергетического состояния расплавов и генетических связей в сериях вулканитов; 2) распределение химических компонентов между жидкой и твердыми фазами в рядах вулканитов как показатель эволюции системы (комплементарный анализ); 3) особенности состава и природы вкрапленников и кристаллических включений. Несколько подробнее остановимся на последнем пункте.

Из всех современных источников информации о составе и состоянии вещества в областях возникновения магм включения занимают особое место. Непосредственные отторженцы среды магмообразования, они содержат сведения о всех стадиях подготовки породы к плавлению, самом механизме плавления и кристаллизации. Геологическая интерпретация геофизических данных о глубинных зонах коры и верхней мантии получает серьезное обоснование при изучении физических свойств включений.

Симпозиум по ксенолитам в 1967 г. констатировал пробуждение глубокого интереса к изучению включений и наметил обширную программу исследований ксенолитов в Советском Союзе. За истекшие десять лет было опубликовано большое количество работ по включениям в вулканических породах и особенно в кимберлитах. Основное направление этих исследований — реконструкция состава мантии.

Наиболее разносторонней работой по проблеме включений является коллективная монография "Глубинные ксенолиты и верхняя мантия" (1975). В ней сравнительно подробно рассмотрены главным образом ультраосновные ксенолиты ряда районов Советского Союза и систематизированы сведения о мафических ксенолитах в вулканитах главнейших структурных элементов Земли. В работе отстаивается положение о мантийном происхождении ксенолитов и на основе их состава выделяются разные типы верхней мантии.

Отмечая безусловную ценность этих и подобных исследований, считаю необходимым отметить, что ими не исчерпываются возможности вулканической геологии и петрологии, а информативная емкость включений используется при этом односторонне. Прежде всего это относится к составу ксенолитов и содержащих их вулканитов. Естественное распределение петрографических типов пород не отвечает сложившемуся распределению интересов к ним. Это происходит не потому, что для большинства пород и включений исчерпаны все проблемы, а потому, что они оказались временно забытыми, как бы несуществующими в

обстановке всеобщего увлечения реконструкцией состава мантии. Между тем проблема включений содержит возможность решения таких задач, как механизм магмообразования на разных уровнях глубинности, роль летучих компонентов в процессе развития магматического очага, кристаллизация интрузий под вулканами, разнообразие вулканических пород, динамика подъема магм, геометрия вулканических каналов и, наконец, состав не только мантии, но и глубинных зон коры.

Настоящее исследование было поставлено как попытка отойти от узкоспециализированного взгляда на ксенолиты. Такой подход, естественно, вскрывая далекие связи и обнаруживая зависимости общего характера, не обеспечивает детального освещения отдельных частных вопросов. Не претендуя на окончательное решение перечисленных задач, я надеялся показать, что избранный путь все-таки ведет к цели и дополняет наши знания о глубинах Земли.

Как выше отмечалось, в обширной литературе по включениям в вулканических породах в качестве основного, а порой и единственного вопроса обсуждается проблема состава глубинных слоев Земли. При этом обычно слабо аргументируется техника отнесения включения к категории ксенолита или реликта. Нередко это положение лишь постулируется. Тем не менее именно от решения этой задачи — генетической принадлежности включения — зависит конечная цель исследования. Ниже предлагается следующая основа для классификации включений.

Ксенолитами следует называть такие включения осадочных, изверженных и метаморфических пород, пребывание которых в расплаве является в известной мере случайным и которые не несут на себе никаких следов вещественного взаимодействия с расплавом.

Автолитами предлагается называть полнокристаллические и переходные к ним разновидности пород, которые возникли путем локальной кристаллизации расплава или образовались вследствие скопления собственной кристаллической фазы. Автолиты — обязательная составная часть расплавов, вступивших в стадию кристаллизации. Они четко коррелируются по составу с содержащим их материнским расплавом.

Реликтолиты — это кристаллические или частично кристаллические остатки недоплавленного субстрата. Они могут отвечать месту и моменту первичного рождения расплава. Но сюда относятся также и те включения, которые, будучи захваченными магмой при подъеме и извержении, прореагировали с расплавом, обменялись с ним веществом и, следовательно, были вовлечены в процесс магмообразования. Этот процесс, несомненно, растянут во времени и пространстве, и каждому его фрагменту могут отвечать свои разновидности реликтолитов, в разной степени потерявших первичный свой облик в структурном и вещественном отношении.

Диагностика автолитов и реликтолитов чрезвычайно затруднена. Кроме того, из-за реакционных отношений преобразование реликтолитов может сопровождаться одновременной кристаллизацией расплава с формированием автолита на месте реликтолита. В принципе всякое существенное взаимодействие расплава с кристаллической породой осуществляется по схеме: ксенолит → реликтолит → автолит. Это определяет непрерывность градации между ними и, следовательно, трудности ме-

тодического характера. И тем не менее именно трудно диагностируемые типы включений представляют наибольший интерес, так как раздвигают возможности вулканической петрологии. Из описательной, лишь констатирующей место и состав среды магмообразования она становится генетической, так как здесь предполагается изучение механизма взаимодействия жидкой и твердой фаз в процессе рождения и отмирания магм. При такой постановке задача (а она неизбежно диктуется предметом исследования) проблемы включений сливается, таким образом, с проблемой фазовых соотношений в магме. В приложении к обсуждаемому вопросу она может быть рассмотрена в разных аспектах.

Прежде всего инструментом анализа должно быть количество кристаллической фазы в вулканите, отражающее уровень развития очага и его состояния в момент извержения. Но расплав может содержать либо реликтовую, либо ксеногенную, либо вновь образованную кристаллическую фазу. Поэтому анализ ее состава и выяснение степени неравновесности между отдельными фазами и расплавом должен быть следующей обязательной задачей при определении генетической принадлежности включения.

Наконец, немаловажное значение имеет комплементарный анализ, выявляющий характер разделения химических компонентов между расплавом и кристаллическими фазами в целом и определяющий пути эволюции системы (Масуренков, 1974₂).

ВЫВОДЫ

Для решения проблемы магмообразования необходимо отказаться от представлений об исходно гомогенном состоянии магмы и рассматривать ее как многофазную гетерогенную систему. Общее соотношение жидкой и твердой фаз, распределение между ними вещества, природа фаз и их отклонение от равновесности — главные носители информации об условиях и механизме магмообразования.

Глава 8

КРИСТАЛЛИЧНОСТЬ ВУЛКАНИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ МАГМОГЕНЕЗА

РОЛЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ В ЭНЕРГЕТИЧЕСКОМ БАЛАНСЕ НЕДР

Современные воззрения единодушны в оценке предельных тепловых возможностей магматических расплавов — перегрев системы в значительных масштабах не допускается (Смит, 1968). Следовательно, солидный — ликвидусный интервал остается единственным работоспособным звеном в теплопереносе, осуществляемом магмой. Здесь вероятны два варианта переноса: функционирование магмы в качестве теплотрассы и охлаждение внедрившегося расплава. Первый вариант на основе механизмов конвекции и всплывания газовых пузырей рассматривался ранее (Кадик, 1971; 92

Шарапов, 1971). Обсуждение разных аспектов охлаждения интрузий имеет еще более длительную историю (Дударев и др., 1972). В связи с интерпретацией степени кристалличности вулканитов как носителя информации об энергетическом состоянии магм возникает потребность в некоторых количественных оценках теплового эффекта кристаллизации расплавов на разных уровнях глубинности в условиях, приближенных к естественным. Поскольку преимущественным объектом наших исследований является вулканизм островодужной и орогенной стадий развития мобильных зон, выбранная для расчетов модель в наибольшей степени отвечает этим условиям.

Начальное распределение температур в среде по глубинам ($^{\circ}\text{C}$): 0 км — 0,5 км — 250, 10 км — 450, 15 км — 590, 20 км — 700, 25 км — 780, 30 км — 850, 35 км — 890, 40 км — 930 (Смит, 1968). Теплота плавления пород оценивалась на основе их среднего минералогического состава и теплот плавления соответствующих минералов (Мияки, 1969; Справочник химика, 1962). Приняты следующие значения (кал/г): граниты — 60, базальты (габбро) — 90, пиролиты — 120. Использовались средние значения теплоемкостей (кал/г · град): граниты и базальты — 0,27, пиролиты — 0,3 (Леонидов, 1967). Рассматривалась двуслойная среда в виде горизонтально залегающих бесконечных пластин толщиной по 20 км — сверху гранитная, снизу базальтовая. В среду на разные глубины от поверхности с интервалом 5 км внедряются пиролиты (солидус — 1300°C , ликвидус — 1500°C), а в гранитный слой — базальты (солидус — 1100°C , ликвидус — 1250°C). Интрузии кристаллизуются и остывают до температур, соответствующих среднему значению солидус—ликвидусного интервала вмещающих пород на данной глубине. Зависимость температур солидуса и ликвидуса от давления (глубины) выведена на основе экспериментальных данных по плавлению гранитов (Грин, Рингвуд, 1968; Лебедев, 1965; Нагапетян, 1969) и базальтов (Йодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968). В соответствии с данными В.С. Соболева и Н.Л. Добрецова (Добрецов и др., 1970) в них внесена поправка на давление водяного пара. Для гранитов она принята около 0,4 общего давления, для базальтов примерно 0,1 (см. главу 14). Этот выбор приблизительно отвечает реальному содержанию воды в горных породах соответствующего состава.

Рис. 31. Распределение в земной коре относительных количеств вторичного расплава, образующегося от охлаждения и кристаллизации интрузий базальтов и пиролитов

Плавление от пиролитов в состоянии солидуса (1) и ликвидуса (2); от базальтов в состоянии солидуса (3) и ликвидуса (4). На оси абсцисс — кратность увеличения веса вторичного расплава относительно веса интрузии

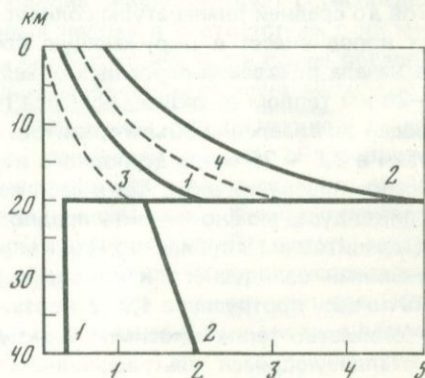


Таблица 7

Тепловой баланс при кристаллизации и охлаждении интрузий и плавений

Вмещающие породы	Глубина, км	Теплосодержание		
		При орогенном градиенте (фоновом) Q_0	При $T_{\text{сол}}$ Q_c	При $T_{\text{ликв}}$ Q_l
Гранит	0	0	259	364
	5	58	236	342
	10	117	220	329
	15	159	209	319
	20	196	202	315
Базальт (габбро)	20	196	298	429
	25	222	301	430
	30	240	303	431
	35	253	305	432
	40	265	308	433
Пиролит	40	279	390	570

Предполагается, что все выделившееся тепло расходуется на нагревание и плавление вмещающих пород. Таким образом, среднее количество (средина солидус—ликвидусного интервала) образующегося вторичного расплава оценивается по количеству выделившегося тепла. Результаты расчетов представлены в табл. 7 и на графике (рис. 31).

Обращает на себя внимание хорошая "подготовленность" глубинных горизонтов гранитного слоя к плавлению. Количество тепла, необходимое для начала плавления, составляет всего 6–56 кал/г (3–30% фонового теплосодержания), а для полного плавления 120–160 кал/г. Подошва базальтового слоя тоже достаточно прогрета региональным тепловым потоком и близка к началу плавления. Внедрение в такую среду пиролитов даже в солидусном состоянии существенным образом меняет тепловой режим, особенно сильно в гранитном слое. Здесь простое охлаждение пиролитов до средней температуры солидус—ликвидусного интервала вмещающих пород внесет в окружающую среду количество тепла, достаточное для начала плавления огромных объемов вмещающих пород. На глубине 15–20 км теплом от охлаждающейся пиролитовой протрузии может быть доведен до плавления объем гранитов, превышающий по весу породы протрузии в 2,5–25 раз, а до полного плавления в 0,8–1,1 раза. Поскольку реальное плавление включает в себя весь интервал состояний от солидуса до ликвидуса, можно оценить предполагаемый объем расплавленных пород гранитов на глубине 15–20 км как среднее между приведенными значениями солидусного и ликвидусного состояния. Он должен превышать по весу протрузию в 1,2–2,1 раза.

Количество тепла, вносимое в окружающую среду охлаждающимся и кристаллизующимся ультраосновным расплавом, еще более значитель-

вмещающих пород, кал/г

Количество тепла, необходимое для плавления пород		Количество тепла, поступающее от кристаллизации и охлаждения интрузий			
		Пиролит		Базальт	
$Q_c - Q_0$	$Q_l - Q_0$	Солидус	Ликвидус	Солидус	Ликвидус
259	364	77	257	6	146
178	284	101	281	31	168
103	212	119	300	49	183
50	160	130	310	61	193
6	119	135	315	69	198
102	233	37	218	—	—
79	208	36	216	—	—
63	191	35	214	—	—
52	179	33	212	—	—
43	168	30	210	—	—
111	291	—	—	—	—

но. Если расплав внедряется в ликвидусном состоянии, то отдаваемое им тепло превышает подсолидусный тепловой резерв в 2–7 раз. Это столь существенно, что количество (по весу) образующегося расплава может достигать двух- (базальты) и пятикратного (граниты) превышения над внедрившимся расплавом (см. рис. 31).

Тепловые возможности при интродировании в гранитный слой велики и у базальтов. Ликвидусное состояние обладает тепловым резервом, превышающим солидусное в 3–24 раза, а количество вторичного гранитного расплава от охлаждения и кристаллизации базальтов может превышать вес последних в 2–3 раза (15–20 км). Кратность превышения веса вторичных расплавов, образующихся от потери тепла базит—ультрабазитовых интрузий, представленная графически (см. рис. 31), подобна реальной картине, описывающей геометрию интрузивного пространства (см. рис. 22, 24). Это подобие свидетельствует о распределении магматических объемов в земных недрах в соответствии с их энергетикой — наибольшая энергетическая подготовленность среды предопределяет возникновение и существование наибольших объемов магм.

Энергетические предпосылки возникают от соотношения двух основных факторов: регионального теплового потока, обуславливающего тот или иной уровень прогрева недр, и физико-химических свойств среды, определяющих температуры плавления. Физико-химическая стратифицированность земной коры и геотермический градиент создают условия, при которых наиболее целесообразной формой распределения магматических объемов по глубине является система конусов, количество которых соответствует количеству разнородных слоев, а размеры зависят от свойств слоя и градиента.

Выбранная модель отвечает наиболее общему случаю, что очевидно из сопоставления реальной геометрии интрузивного пространства и эффекта вторичного магнообразования при охлаждении и кристаллизации более высокотемпературных систем. Как показано, эффект этот может быть весьма значительным. Именно это обстоятельство обязывает нас с большим вниманием и ответственностью подходить к измерению и оценке кристалличности вулканических пород. Если с кристаллизацией высокотемпературных расплавов может быть связано плавление низкоплавких систем, то следует ожидать наличия количественной связи между степенью кристалличности первичных и вторичных магм. Возможность смешения ставит вопрос о сохранности кристаллизующихся базальтов или ультрабазитов в виде самостоятельных интрузивных тел, об их распаде и включении во вторичные расплавы. Реальность подобного механизма будет показана ниже.

В этом случае кристаллитной основой во вторую очередь будет очень высокая. Следовательно, более distant слоя температура (на более глубинах, чем на этой стадии).

1. Тепловое воздействие гомогенных (ликвидусных) магм на вмещающие породы земной коры превосходит тепловое влияние раскристаллизованных (солидусных) систем в 2–24 раза.

2. Охлаждение и кристаллизация высокотемпературных расплавов в условиях земных недр обладает тепловыми ресурсами, достаточными для плавления окружающих пород в масштабах, превышающих вес внедрившегося расплава в 2–5 раз.

3. Объем вторичных магм, возникающих от кристаллизации высокотемпературных систем, возрастает с глубиной по зависимости, самостоятельной для гранитного и базальтового слоев — интенсивно в гранитном и слабо в базальтовом.

4. Энергетически наиболее целесообразной формой области плавления в пределах каждого слоя является конус с основанием на подошве слоя.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧНОСТИ В ВУЛКАНИТАХ РАЗНЫХ РЕГИОНОВ, РАЗНОГО ВОЗРАСТА И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

Вулканическая порода в основном состоит из стекла, смеси стекла с микролитами или полностью раскристаллизованной основной массы. Эта главная часть вулканита является результатом закалки и экспресс-кристаллизации расплава в процессе извержения и после него. Обычно меньшая часть породы приходится на долю порфириковых вкрапленников, относимых к интрателлурической стадии. Это представление не будет здесь обосновываться в предположении, что соответствующая аргументация известна читателю из многочисленных руководств и петрографических описаний. Изучение фазовых превращений предполагает равное обследование всех участвующих в этих превращениях партнеров — фаз. Поскольку настоящая работа нацелена на расшифровку глубинных процессов, из дальнейшего рассмотрения мною исключается заключительный поверхностный этап становления системы — микролиты и раскристаллизация стекла. Пер-

вым шагом в познании природы интрателлурических вкрапленников может быть оценка общего их количества в расплаве. Такой путь кажется естественным, так как он направлен в существо главного признака, отличающего вулканическую породу от plutонической. Сколько кристаллов содержат средний вулканилит, какое предельное насыщение кристаллами делает расплав неспособным к излиянию, отличаются ли по кристалличности вулканилиты разных регионов, разного возраста и петрографической принадлежности, связана ли кристалличность извергающихся расплавов с геодинамическим состоянием региона и планеты в целом, какова зависимость характера извержения от содержания кристаллов в магме — вот далеко не полный круг вопросов, который убеждает в необходимости и неизбежности систематической количественной оценки этого важнейшего параметра вулканизма. В широкой практике петрографических исследований эта оценка носит случайный и полуколичественный характер, поэтому в литературе содержится крайне мало данных, облегчающих решение перечисленных вопросов. Тем не менее в настоящей работе использовано от 2413 до 2588 подсчетов кристалличности вулканических пород. Несколько более половины из них заимствовано из публикаций. Основные источники: Н.Д. Соболев и др. (1959), А.Ф. Белоусов и др. (1969), К.Н. Рудич и др. (1974). Собственные материалы представлены данными о кристалличности вулканилитов Курило-Камчатской зоны и Кавказа.

Среднее содержание кристаллов-вкрапленников в вулканической породе составляет 18%. Это число было выведено на основании данных по кристалличности вулканилитов Карпат, Кавказа, Казахстана, Урала, Алтая, Горной Шории, Салаира, Прибайкалья, Камчатки, Курильских островов и Новой Зеландии. Возраст вулканилитов — от рифея до голоцена, состав — от базальтов до липаритов. Пределы колебания кристалличности очень велики: от 0 до 80%. Однако подавляющее число случаев не выходит за пределы 60%, поэтому именно этот рубеж можно принять в качестве предельного для вулканической породы. Его превышение экзотично и носит исключительный характер (Борсук, 1963).

Вся совокупность вулканилитов была разделена на три группы в соответствии с петрографической принадлежностью: базальты и андезито-базальты, андезиты, дациты и липариты. Средняя кристалличность андезитов оказалась заметно большей, чем базальтов и липаритов (табл. 8). Распределение кристалличности в петрографических типах вулканилитов индивидуально. Базальты образуют двумодальную гистограмму с максимумами в интервалах 0—10 и 20—30% вкрапленников (рис. 32, I). Андезиты тоже распределяются двумя генерациями, правда, менее четко выраженными: 10—20 и 30—40% вкрапленников (рис. 32, II). Липариты одновершинны (рис. 32, III). В этом их видимом единстве, впрочем, скрыта явная разобщенность на две самостоятельные совокупности: эффузивные фации (среднее 14%, мода 0—10%) и игнимбриты (среднее 22%, мода 10—20 и 30—40%). Таким образом, в случае с кислыми вулканилитами глубинная кристалличность расплавов совершенно явно предопределяет механизм извержения.

Различие в глубинной кристалличности между базальтами, андезитами и липаритами может быть обусловлено несколькими факторами. Во-пер-

Таблица 8

Средние значения кристалличности вулканитов разных регионов (объемные %)

№ п/п	Регион	Возраст	Базальты и андезито-базальты	Андезиты	Дациты и липариты
1	Алтай, Горная Шория, Саяны (Белоусов и др., 1969)	Рифей—кембрий	11 (411)	Нет	10 (267)
2	Казахстан	Рифей—девон	14 (100)	19 (77)	13 (64)
3	Кавказ	Мезо-кайнозой	20 (202)	23 (162)	21 (161)
4	Камчатка	Плиоцен—плейстоцен	26 (348)	29 (304)	17 (197)
5	Курильские острова	Плейстоцен	40 (58)	37 (50)	24 (12)
6	Среднее по регионам 1—5	—	22 (1119)	27 (593)	17 (701)
7	Среднее по всем анализам	—	17 (1211)	26 (595)	15 (782)

Примечание. В скобках — количество анализов. При выведении средних по Камчатке учтены данные К.Н. Рудича и др., 1974.

вых, это разная кристаллизационная способность минералов. Согласно опытам Дельтера породообразующие минералы образуют следующий нисходящий ряд по кристаллизационной способности: шпинель, магнетит, оливин, бронзит, гиперстен, геденбергит, авгит, анортит и лабрадор, нефелин и лейцит, альбит и кварц (Заварицкий, Соболев, 1961). В этом ряду вкрапленники базальта занимают более высокое положение. Вторых, известно также, что скорость кристаллизации ряда у базальтовых минералов выше, чем у липаритовых. Это тоже не может не сказаться на общем объеме кристаллической фазы. Наконец, на скорость роста кристаллов отрицательно влияет вязкость расплавов, что также неизбежно приведет к большей раскристаллизации базальтовых расплавов как обладающих меньшей вязкостью.

В соответствии с этим мы должны были бы ожидать последовательный ряд снижающейся кристалличности от базальтов к липаритам. В действительности андезиты нарушают эту последовательность как во всей рассмотренной выборке, так и в отдельных регионах. Для ознакомления с региональным распределением кристалличности вулканитов были выбраны наиболее полно охарактеризованные (табл. 8, см. рис. 32).

Повышенная кристалличность андезитов может быть объяснена их гибридной природой — смешением базальтов с вторичными расплавами. Как показано в предыдущем параграфе, тепловое взаимодействие ликвидусных базальтов с породами гранитной коры должно привести к существенному плавлению вмещающей среды. Тепловой баланс при доведении гранитоидных пород до ликвидусного состояния и полной раскристаллиза-

дии базальтов таков, что количество вторичного расплава на глубине 10 км может быть равно или вдвое (на глубине 20 км) превышать начальный вес базальтов (см. табл. 7). Следовательно, образующаяся смесь может состоять из одной части базальтов в виде кристаллов и одной-двух частей гранитов в виде расплава. По составу такая смесь должна отвечать кислому андезиту (60–63% SiO_2) и содержать 33–50% вкрапленников. Разумеется, приведенный расчет показывает лишь принципиальный ход изменения кристалличности глубинного базальтового расплава при его вероятном взаимодействии с породами коры. Сущность его состоит в неизбежной расплате базальтов собственной кристаллизацией за выплавление кислых гранитоидных фракций и смещении состава смеси в сторону андезитов. Этот механизм представляется единственно свободным от противоречий при объяснении систематически встречающегося феномена — более высокой кристалличности андезитов сравнительно с ассоциирующими базальтами и липаритами (Масуренков, 1974₂).

Ранее была выявлена еще одна особенность кристалличности петрографических типов ассоциирующих вулканитов — ее согласованное изменение в базальтах, андезитах и липаритах для разных регионов или отдельных временных интервалов одного региона (Масуренков, 1974). В обобщенном виде она показана в табл. 8 и на рис. 33. Средняя кристалличность базальтов, андезитов и липаритов в регионах связана уравнениями:

$$K_n \frac{K_6}{1,8} + 5, \quad (26)$$

$$K_a \frac{K_6}{1,5} + 10, \quad (27)$$

где K_6 , K_a , K_n — количество интрателлурических вкрапленников в базальтах, андезитах и липаритах.

Совершенно очевидно, что одни физические свойства не могут обеспечить столь обязательное и количественно предопределенное следование гранитоидных и андезитовых расплавов к базальтовым от региона к региону, от одного интервала времени к другому. Тот факт, что серия базальт—андезит — липарит, сохраняя жесткую количественную связь, меняет лишь абсолютные значения кристалличности в разных геологических условиях, указывает на несомненное наличие энергетической связи между ними.

Геодинамическое состояние региона, по-видимому, определяет как общий уровень кристалличности расплавов в целом (см. рис. 32), так и отдельных магм. Возможно, энергоемкие расплавы более свойственны геосинклиналям (Алтай, Горная Шория, Салаир в рифее — кембрии), а в орогенах извергаются менее высокотемпературные магмы (Камчатка). Не исключено и другое предположение — средняя кристалличность вулканитов возрастает в ходе эволюции планеты, отражая тем самым ее старение и нарастающую энергетическую немощь. Имеющиеся данные при достаточной степени обобщения этому не противоречат. Не являясь и доказательными, они тем не менее допускают такую постановку вопроса в качестве одного из вариантов изучения энергетической истории планеты и перспектив ее дальнейшей эволюции. Действительно, рифейские вулка-

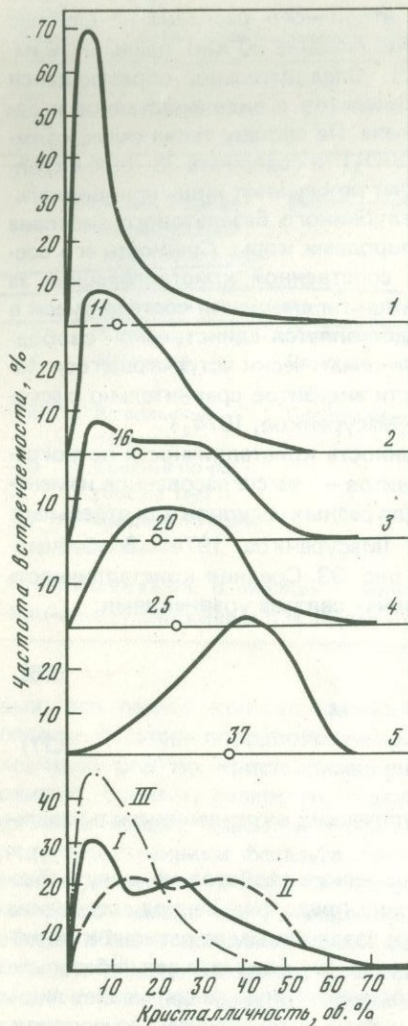
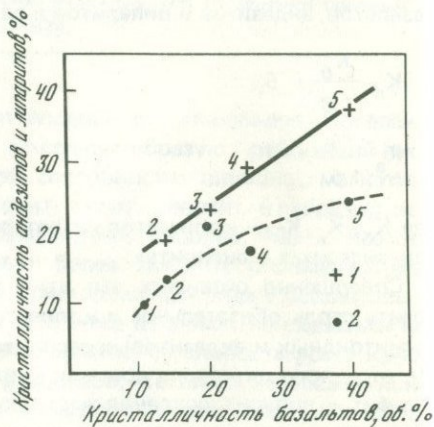


Рис. 32. Распределение кристалличности вулканитов в регионах и типах пород

1—5 — номера регионов (см. табл. 8) и количество анализов (в скобках) 1 — (678), 2 — (241), 3 — (515), 4 — (561), 5 — (120); I—базальты и андезит-базальты; II — андезиты, III — дациты и липариты. Белые кружки и числа возле них — средние значения кристалличности вулканитов в регионах

Рис. 33. Зависимость кристалличности андезитов (1) и липаритов (2) от кристалличности базальтов в регионах.

Цифры соответствуют номерам регионов в табл. 8



ниты Алтая и Казахстана раскристаллизованы в среднем на 7—13%, кембрийские — девонские вулканиты этих же регионов содержат кристаллических фаз от 14 до 20%, в мезо-кайнозойских вулканических породах среднее содержание вкрапленников варьирует от 15 до 37% (Кавказ, Курило-Камчатская зона). Если разместить эти данные в координатах "время — кристалличность", то все они сосредоточатся в коридоре шириной (по оси ординат) примерно 20% вкрапленников, наклоненного к оси времени с градиентом 1% кристалличности за 60 млн. лет. Градиент соответствует средней скорости насыщения кристаллами магм вулканов в истории Земли, а ширина коридора — вариациям среднего значения кристалличности для разных регионов в течение одного отрезка времени. Экстраполяция в будущее до пересечения коридором предельной кристал-

личности вулканитов (60%) показывает, что эпоха прекращения вулканизма как формы существования и эволюции планетного вещества должна наступить примерно через 2 и завершиться через 2,7 млрд. лет. В отличие от этого крайне гипотетического, но весьма перспективного для дальнейшего изучения предположения, мы поставлены перед необходимостью уже сейчас искать объяснение непреложному факту пространственных вариаций кристалличности одновозрастных вулканитов. Так, например, игнимбриты Новой Зеландии раскристаллизованы на 17, Камчатки — на 22, а Кавказа — на 28%. Еще более разительно отличие общей кристалличности вулканитов Камчатки и Курильских островов (табл. 8, см. рис. 32). Это обстоятельство, как уже неоднократно подчеркивалось, может быть связано с общими энергетическими ресурсами в зоне магмообразования. Другим мощным фактором, влияющим на кристалличность магмы, является ее насыщенность летучими и состав последних. Особенно значительное воздействие на уровень кристалличности расплава может оказать вода. Однако в изученных случаях причиной разной кристалличности вулканитов едва ли была степень насыщенности расплавов водой. Так, например, содержание остаточной воды в вулканитах Курильских островов равно 0,68 вес. % (из 172 анализов), Камчатки — 0,55 вес. % (из 388 анализов). Если пересчитать эту воду на стекло (в оливинах, плагиоклазах и пироксенах вкрапленников ее содержанием можно пренебречь), то более кристаллические вулканиты Курильской гряды окажутся и значительно более водонасыщенными. При практическом равенстве составов можно считать, что главным фактором разной кристалличности в данном случае была температура.

Аналогичную, но значительно более информативную картину обнаруживает распределение кристалличности и воды в вулканитах Карымского вулканического центра (Камчатка). Установлено, что породы периферических вулканов (Стена, Развалка, Соболиный, Двор, Разлатый, Крайний) раскристаллизованы (интрателлурические вкрапленники) заметно больше, чем аналогичные породы вулканов из центра структуры (Малый Семячик, Карымский, им. Академии наук, Однобокий, Белянкина). Разница в степени кристалличности достигает 10–20%. Вместе с тем содержание остаточной воды в первых составляет 0,66, а во вторых — 0,34 вес. %. Приуроченность обводненных, нагруженных кристаллами магм к окраине структуры, а субликвидусных и относительно сухих — к ее центру отражает латеральную концентрическую зональность физико-химических условий магмообразования: снижение температур и возрастание концентрации воды к периферии эндогенного потока вещества и энергии.

ВЫВОДЫ

1. Среднее содержание интрателлурических вкрапленников в вулканических породах составляет 18 об. %, наиболее устойчивое предельное значение равно 60 об. %.

2. Систематически проявляющаяся повышенная кристалличность андезитов сравнительно с ассоциирующими базальтами и липаритами указы-

вает на наличие механизма, находящегося за пределами кристаллизационных свойств системы. Таким механизмом может быть образование андезитов от смешения кристаллизующихся базальтов с вторичными гранитоидными расплавами.

3. Средняя глубинная кристалличность вулканов закономерно меняется во времени и пространстве, отражая локальные, региональные и глобальные изменения физико-химических условий магмообразования.

ФАЗОВАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГА ПОД ВУЛКАНОМ

Постановка вопроса о природе магматических расплавов предполагает следующие возможные варианты решения: 1) магма существует вечно, 2) магмы периодически возникают из аморфного вещества, 3) магмы образуются плавлением кристаллического вещества. При выборе того или иного варианта следует исходить из известного факта — обязательного присутствия в вулканите кристаллических образований. Природа этих кристаллических образований нам неизвестна. Очевидно только, что извергающиеся расплавы представляют собой такие системы, в которых присутствует некоторая часть подликвидусных минеральных фаз, а околосолидусные — всецело замещены расплавом. В принципе такой системе безразлично, какова природа субликвидусных минеральных ассоциаций — автолитная, ксенолитная или реликтовая. Возможно присутствие всех перечисленных типов. Именно это обстоятельство побуждает теоретически представить образ такой системы на основе простых фазовых соотношений.

В качестве одного из простейших вариантов рассмотрим принципиальную схему развития магматического очага. При этом делается ряд допущений: 1) магматический расплав возникает из кристаллических пород; 2) плавящееся и кристаллизующееся вещество не индивидуализируется по фазам; 3) летучая фаза из рассмотрения исключается; 4) скорость фазовых превращений на всех стадиях процесса постоянная; 5) перегрев и переохлаждение в сколько-нибудь заметных масштабах в очаге отсутствуют; 6) вторжение вулканизма в любую стадию жизни очага с момента достижения расплавом необходимого уровня подвижности равновероятно.

На основе принятых допущений возникновение и развитие магматического очага может быть представлено в виде графика (рис. 34). На оси абсцисс нанесено время, в течение которого нагревается и охлаждается заданный объем кристаллических пород. На оси ординат — количество расплава в этом объеме. Прямая АВ описывает зависимость количества расплава в объеме от длительности равномерного нагревания, ВС — охлаждения. Зависимость эта принята здесь как прямолинейная. В действительности на всем интервале между солидусом и ликвидусом она не прямолинейна и имеет индивидуальный характер для каждого петрографического типа пород. Рассмотрение эволюции очага ограничено здесь той его частью, в которой количество расплава превышает 40% по объему. Это ограничение продиктовано тем обстоятель-

ством, что среди вулканитов породы с количеством кристаллической фазы (интрателлурической) более 60% практически не встречаются (см. раздел: Распределение кристалличности в вулканитах разных регионов и т.д. и Масуренков, 1961₂, 1974₃). Следовательно, продукты плавления — кристаллизации с содержанием расплава менее 40% в вулканический процесс не вовлекаются и остаются на глубине в виде плутонической фации магматизма. Для интервала 40—100% расплава зависимость между его количеством и температурой приближается к прямолинейной, о чем свидетельствует ряд экспериментальных данных (Фон Платтен, 1967; Нагапетян, 1969).

Можно представить себе, что в природе возможны случаи, когда температура в очаге не достигает уровня, необходимого для полного плавления пород. В зависимости от того, насколько высоко она поднимается, количество расплава в течение одного и того же времени будет меняться по линии Al_1t_1C , Al_2t_2C , Al_3t_3C ... AC . Допустим, что все эти случаи равновероятны; а извержения периодически выносят на поверхность материал из разных очагов на разных стадиях их развития. Тогда частоту встречаемости вулканитов с разным количеством кристаллической фазы можно аппроксимировать площадями на графике, соответствующими каждому интервалу плавления. Распространенность вулканитов с 0—10% фенокристаллов (90—100% расплава) будет соответствовать площади треугольника I_1Vt_1 , распространенность вулканитов с 10—20% кристаллической фазы — площади трапеции $I_2I_1t_1t_2$ и т.д.

Результаты соответствующих вычислений приведены на графике (рис. 35, а). При этом в полученный результат должна быть внесена поправка на изменение вязкости. Последняя влияет на количество изливающегося расплава в обратной пропорции, как это следует из закона Пуазейля:

$$V = \frac{\pi r^4 p t}{8l\eta}, \quad (28)$$

где V — объем жидкости, протекающей через трубку, r — радиус трубки, p — давление, t — время, η — коэффициент вязкости.

Работами Шоу (Shaw a.o., 1968) и Муразе (Murase, 1962) установлена соответственно для базальтовых и дацитовых расплавов зависимость вязкости от температуры и количества кристаллической фазы. В приводимых графиках теоретической распространенности вулканитов кривая b содержит поправку, рассчитанную на основании данных указанных авторов (взято среднее значение).

Реальная кривая, описывающая распространенность вулканитов с разным содержанием кристаллической фазы, будет отличаться от выведенной в той мере, в какой реальный очаг отличается от представленного здесь его образа и места в нем вулканического процесса. Наиболее значительные отклонения могут быть вызваны предпочтительным вторжением вулканизма в какие-то отдельные стадии развития очага. Как этот фактор может влиять на распространенность вулканитов, видно на следующем графике (см. рис. 35, II). Он изображает частоту встречаемости вулканитов в соответствии с концепцией, согласно которой вулканизм начинается лишь с момента ликвидусного состояния расплава или даже некоторого его

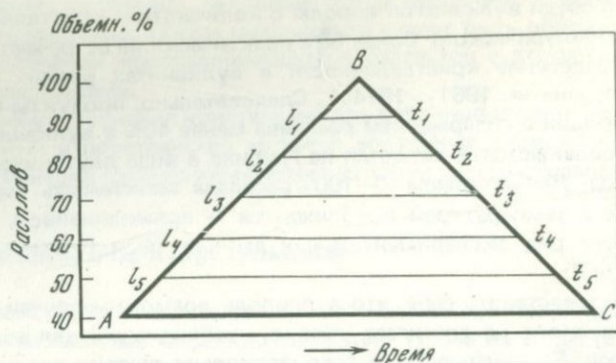


Рис. 34. Схема изменения количества расплава в магматическом очаге

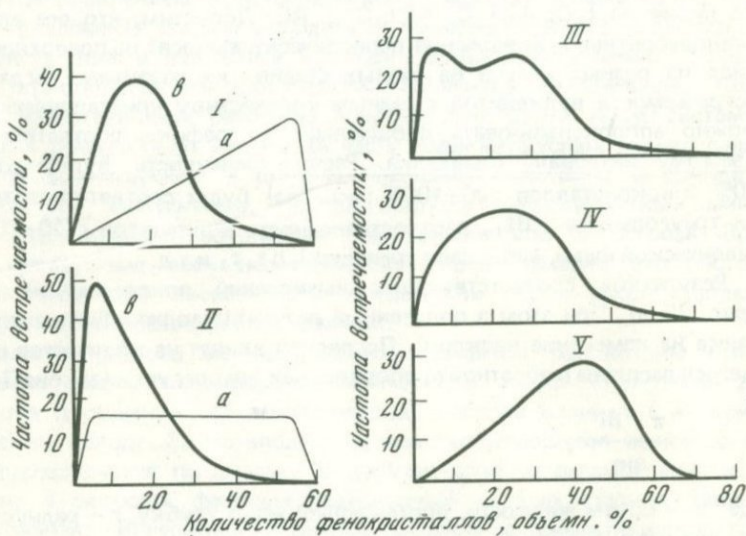


Рис. 35. Частота встречаемости вулканитов в зависимости от количества интрателлурических вкрапленников

Теоретические графики: I — для симметричного процесса развития очага (плавление—кристаллизация); II — для регрессивного процесса (кристаллизация); а — без поправки на вязкость; б — с поправкой на вязкость; III — вулканиты Кавказа (445 ан.); IV — вулканиты Камчатки (49 ан.); V — вулканиты Курильских островов (120 ан.)

перегрева (прямая BC на рис. 34). Это положение постулируется при генетических построениях, особенно когда в их основу кладется реакционный принцип Боуэна и анализ фазовых диаграмм. Равновероятность вулканитов любой степени кристалличности, с учетом влияния вязкости, по Шоу (Shaw а.о., 1968) и Муразе (Murase, 1962), примет вид резко асимметричного графика с максимумом распространенности наименее кристаллических вулканитов.

Сравнение реальных графиков с теоретическими приводит к выводу о высокой вероятности совпадения природного процесса развития маг-

матического очага с моделью симметричного развития. Последняя предполагает широкое развитие реликтовой фазы и включений — реликтолитов — в вулканитах.

В этом смысле благоприятными являются три региона, для вулканитов которых модальный интервал заметно смещен в сторону высоких содержаний кристаллической фазы. Для Камчатки совпадение графика с моделью симметричного процесса удовлетворительно. Вулканиты Кавказа образуют две совокупности, одна из которых совпадает с симметричным процессом (это в основном андезиты), другая — с регрессивным (базальты—липариты). Совокупность вулканитов Курильских островов по всем петрографическим разновидностям резко смещена в сторону перегруженности кристаллической фазой. Не исключено, что в этом случае не был соблюден принцип соответствия по временному параметру — относительная молодость очагов и незавершенность полного цикла. При справедливости высказанного предположения здесь следует ожидать наиболее благоприятных условий для обнаружения реликтовой кристаллической фазы в вулканитах.

ВЫВОДЫ

1. Построена модель симметричного развития магматического очага, учитывающая нахождение в расплаве реликтовых и вновь образованных кристаллических фаз.

2. Показано принципиальное отличие гистограмм распределения кристаллическости в вулканитах, питающихся очагами с симметричным (реликтовые и автолитные фазы) и регрессивным (только автолитные фазы) развитием.

3. Сходство реальных вариационных кривых кристаллическости вулканитов с гистограммой для симметричного очага свидетельствует о высокой вероятности присутствия среди вкрапленников вулканитов реликтовых фаз.

Глава 9

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ВКРАПЛЕННИКОВ ВУЛКАНИТОВ

КОМПЛЕМЕНТАРНЫЙ АНАЛИЗ СЕРИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Замечательная особенность вулканитов, вытекающая из их основного свойства — незавершенности плавления или кристаллизации, состоит в заведомо неравном распределении вещества между жидкой и твердыми фазами. Действительно, какова бы ни была природа кристаллов в расплаве (ксенолитная, реликтовая, реакционная или автолитовая), их состав в общем случае не может быть аналогичным составу расплава. Это свойство вытекает из многокомпонентности системы, способной к фазовым превращениям в температурном интервале, т.е. к разделению фаз на

легко- и тугоплавкие. Только на основании знания их состава во всех фрагментах системы можно судить о реальном направлении ее развития в целом. Это очевидное положение обычно не учитывается при массовом петро- и геохимическом изучении вулканитов. Расположение точек анализов на петрохимических диаграммах в виде вытянутых роев и линий считается достаточным основанием для тезиса о генетическом единстве роя и кристаллизационной дифференциации как механизме его вытягивания. Между тем разделение валового химического состава вулканита на две части, соответствующие твердой и жидкой фазам, и нанесение на ту же диаграмму этих данных открывает возможность непосредственного анализа направления эволюции вещества. Принципиальные основы комплементарного анализа и некоторые примеры его применения изложены ранее (Масуренков, 1974₂). Построение векторов, показывающих направление изменения состава от породы в целом к стекловатому остатку для вулканитов Кавказа, Камчатки, Прибайкалья и Монголии обнаружило крайнее разнообразие путей разделения вещества между фазами. Эти примеры показали, сколь сложна проблема межфазового распределения компонентов даже в пределах мелких магматических объемов. Что касается вулканических серий, то здесь ее разрешение немислимо основывать только на данных о составе породы в целом. Комплементарный анализ открывает одну из возможностей для суждений о действительной роли фазовых соотношений в эволюции вулканитов. Выявленные этим методом факты могут быть систематизированы следующим образом в зависимости от соответствия — несоответствия комплементарных пар вариационным линиям.

1. Совпадение векторов "кристаллы — жидкость" с вариационными линиями вулканических серий. Этот крайний тип свидетельствует о возможности последовательного образования одних фрагментов серии из других механизмом кристаллизационной дифференциации. Не имеет универсального значения, проявляется на отдельных интервалах серий.

2. Хаотическое расположение векторов и их несовпадение с вариационной линией. Этот тип полностью исключает механизм кристаллизационной дифференциации в образовании пород серии. Указывает на эклектичный характер глубинных кристаллических и жидкой фаз, независимо образующихся для каждого фрагмента серии. Проявляется только в отдельных интервалах серий.

3. Организация векторов в определенном порядке, не совпадающем с направлением вариационной линии. Система векторов образует закономерный ряд, в котором угол наклона векторов и вариационной линии последовательно меняется от одного конца серии к другому. Этот тип соотношения указывает на вероятность генетического единства как для глубинных вкрапленников, так и для расплавов. Формирование такого ряда может происходить под влиянием непрерывного примешивания или исключения из системы кристаллической или жидкой фаз. Процесс не исключает явлений кристаллизационной дифференциации как дополнительного фактора разделения вещества между фазами.

Такой характер соотношения векторов с вариационной линией будет характерным и для случая образования химического состава каждо-

го фрагмента серии независимо один от другого. Наибольшая универсальность проявления подобных соотношений в реальных вулканических сериях побуждает к более подробному рассмотрению этого типа.

Изученные нами комплексы вулканитов Малого Семьячика и Налачевой (Камчатка) представлены полной серией пород от базальтов до дацитов и липаритов. Многочисленные химические анализы минералов-вкрапленников (более 30), стекла (около 15) и пород в целом (более 200), а также большое число (215) количественно-минералогических подсчетов позволили достаточно точно определить состав кристаллических фаз и стекловатых остатков в средних типах вулканитов. Они изображены в виде векторов совместно с вариационными линиями на графике в координатах $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$ (рис. 36, I, II).

Несмотря на то что отдельные частные векторы близки к вариационной линии или параллельны ей, в среднем наблюдается закономерное сползание их, вследствие чего стекловатые фазы систематически недосыщены алюминием относительно вариационной линии. Можно предположить следующие возможные механизмы, обусловившие наблюдаемый эффект:

1. Вся кристаллическая фаза собственная, но обогащена плагиоклазами в результате глубинной отсадки оливина и пироксенов.

2. В процессе кристаллизационной дифференциации происходит непрерывное обогащение сторонней кристаллической фазой плагиоклазового состава.

3. Система непрерывно подпитывается алюмо-кремниевым расплавом, а образующиеся вкрапленники плагиоклазов последовательно смещают ее в противоположном направлении.

4. Каждый фрагмент серии является самостоятельным продуктом магмообразования и кристаллизации, и объединение их в генетически единую серию неправомерно.

Первый из вероятных механизмов исключается на том основании, что в действительности происходит отсадка плагиоклазов. Это утверждение основано на наличии среди вулканитов большого числа плагиоклазовых включений, нередко мономинеральных, и отсутствии оливин-пироксеновых скоплений. Предпочтительное осаждение плагиоклазов сравнительно с темноцветными минералами доказывается также тем фактором, что радиус их в среднем в 5—20 раз превосходит радиус кристаллов оливина и пироксенов. Согласно формуле Стокса, скорость падения в вязкой среде определяется не только разностью плотностей, но и квадратом радиуса шарика. Такие плагиоклазы должны погружаться в десятки раз быстрее оливинов и пироксенов. Полное отсутствие среди вулканитов продуктов гравитационной дифференциации, обедненных плагиоклазом и обогащенных темноцветными, и наличие только глубоинных преимущественно плагиоклазовых кумулатов заставляет отказать от этого механизма в качестве определяющего все разнообразие пород серии.

В настоящее время нет данных для выбора между вторым и третьим механизмами, но приведенные факты и соображения не оставляют сомнений в том, что при условии генетического единства система развива-

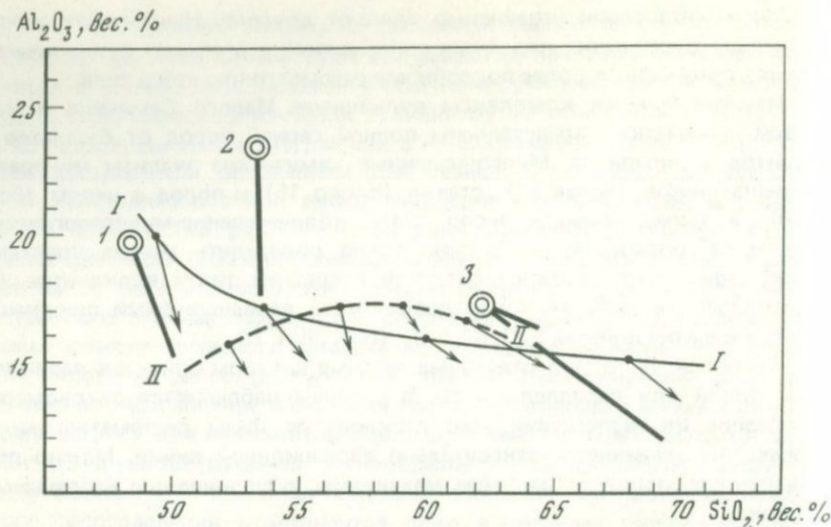


Рис. 36. Изменение состава вулканитов в сериях (вариационные кривые) и парах (векторы) "вал-стекловатый остаток"

I — вулкан Малый Семячик; II — Налачевская структура (Камчатка); экспериментальные составы: 1 — высокоглиноземистый базальт (Хитаров и др., 1971); 2 — габбро-анортозит; 3 — кварцевый диорит (Грин, Рингвуд, 1968)

лась как открытая с привнесом вещества. Вероятность четвертого варианта (отсутствие генетически единой серии) становится очевидной из сопоставления природных комплементарных пар с экспериментальными (рис. 36, 1—3). Была сделана выборка тех лабораторных опытов по плавлению—кристаллизации силикатных систем, составы которых и образующиеся кристаллические фазы в наибольшей мере соответствуют нашему примеру. По этим соображениям для рассмотрения оставлены системы, содержащие только плагиоклазы, пироксены и оливины. Шпинели и гранаты среди породообразующих минералов-вкрапленников в орогенах и островодужных вулканитах практически не встречаются, а биотит, санидин и кварц ограничены редкими типами пород. Это однозначно указывает на то, что в процессе образования завершённых вулканических серий указанные минералы сколько-нибудь заметного участия не принимают.

Высокоглиноземистый базальт (см. рис. 36, 1; Хитаров и др., 1971) и габбро-анортозит (см. рис. 36, 2; Грин, Рингвуд, 1968) близ ликвидуса содержат только плагиоклазы, количество которых достигает 25%. За счет этого комплементарные векторы направлены круто вниз и остаточные расплавы обогащаются кремнеземом в крайне ничтожных масштабах. Минералом-ликвидусом кварцевого диорита (см. рис. 36, 3) является плагиоклаз, к которому очень быстро присоединяется пироксен. Совместная их кристаллизация смещает остаточный расплав до состава дацита. Вычисленный состав жидкого фракционата при отделении 50% кристаллов приближается к риолиту (Грин, Рингвуд, 1968).

Направление комплементарных векторов природных и экспериментальных систем близких составов совпадает, но они ориентированы поперек или под углом к вариационным линиям. При этом в совокупности векторы не образуют единую непрерывную систему, в которой конечный член предыдущего фрагмента совпадал бы с последующим. Серия вулканитов с непрерывно меняющимся химическим составом фазовыми превращениями расчленяется на изолированные, не связанные друг с другом звенья, так как жидкие фракционаты отклоняют их в сторону от генерального направления серии. Следовательно, окололиквидусная кристаллизация или сильная степень плавления (а гетерогенные магмы вулканов только к таким системам и принадлежат) не может быть причиной образования вулканических серий из единого гомогенного расплава. Этот вывод справедлив только для корового отрезка существования систем и приложим к тем реальным ее составным частям, которые представлены обычными интрателлурическими вкрапленниками и стеклом в действительных соотношениях. Произвольное комбинирование экстраординарными составами в необходимых пропорциях может привести к любому желаемому результату, но при этом надо отдавать себе отчет в степени его приближения к истине.

Вывод о скромных возможностях фракционирования в вулканических сериях не нуждается в экспериментальной поддержке — его объективность очевидна. Она основана на знании состава и количества участвующих в процессе фаз. Лабораторные опыты позволяют лишь оценить условия, при которых возможно сосуществование подобных фаз в близких соотношениях: не более 13,5 кбар и 1380 °С.

ВЫВОДЫ

1. Комплементарный анализ вскрывает направление и масштаб изменения состава расплавной фракции сравнительно с валовым составом и кристаллической частью вулканитов; его использование позволяет судить о действительном направлении эволюции расплавов при плавлении — кристаллизации и вероятной генетической природе вулканических серий.

2. Подавляющее большинство изученных вулканических серий по данным комплементарного анализа относится к открытым системам с ограниченной ролью кристаллизационной дифференциации или к системам с независимым развитием отдельных фрагментов.

3. Только на совпадении комплементарных векторов природных и экспериментальных систем (что предполагает лабораторное воспроизведение природных фазовых соотношений) может быть основана интерпретация физико-химических условий магмообразования.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ТЕМНОЦВЕТНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Приведенные в предыдущем параграфе данные о распределении вещества между фазами выдвигают вопрос о составе и природе фаз, слагающих вулканит и определяющих столь сложную и противоречивую

направленность эволюции системы в целом. Примешивание к системе сторонних твердых и жидких фаз в ряде случаев предполагается в качестве основной причины разнообразия вулканитов. Нельзя не учитывать и того обстоятельства, что система может быть нагружена не только новообразованиями, но и реликтами недоплавленного кристаллического субстрата. Весь накопленный петрографией объем знаний свидетельствует о невозможности применения к реальным вулканитам простой схемы, согласно которой исходный гомогенный расплав переходит в кристаллическое состояние в замкнутых условиях при снижении температуры. Природный процесс выходит далеко за рамки этого частного случая и отражает большое разнообразие фазовых отношений в открытой магматической системе (Афанасьев, 1958; Ритман, 1964; Шейнманн, 1968; Менерт, 1971; Масуренков, Вольнец, 1971; Масуренков, 1974_{2,3}). Некоторые особенности минералогии вулканитов рассмотрены ниже на примере Курило-Камчатской зоны.

Относительная простота минерального состава вулканических пород отмечалась Г.С. Горшковым (1967) и Е.К. Мархининым (1967). При этом подчеркивалась близость минеральных ассоциаций в базальтах, андезитах, дацитах и даже липаритах. Во всех петрографических типах пород вкрапленники представлены плагиоклазом, оливином и пироксенами. Сравнительно редкую группу вулканитов образуют разновидности, содержащие роговую обманку, биотит или кварц. Отличие между петрографическими типами проявляется лишь в разных количественных соотношениях между вкрапленниками и некотором изменении их состава. Для темноцветных минералов пределы этих изменений существенно ограничены сравнительно с интрузивными аналогами (рис. 37). Подавляющее количество оптически изученных и химически анализированных оливинов относится к хризолиту с колебаниями в содержании фаялита 15–25%. Такие оливины встречаются в виде вкрапленников в базальтах, андезитах и дацитах и совместно с другими минералами образуют разного рода включения в вулканитах (табл. 9). В меньшем количестве встречается высокомагнезиальная разновидность оливинов (5–9% фаялита). Экспериментами Г.С. Йодера и К.Э. Тилли (1965), Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда (1968) и др. показано отсутствие оливина среди продуктов кристаллизации во всех сериях пород, кроме базальтов. Не может быть причиной появления оливинов среди вкрапленников кремнекислых вулканитов и кристаллизационная дифференциация. Этому противоречит обычно наблюдаемое постоянство состава оливинов во всей серии пород от базальтов до липаритов. Известны случаи и "запретных" для кристаллизационной дифференциации соотношений: снижение железистости оливинов от более ранних к поздним генерациям и от основных вулканитов к кислым (Тимербаева, 1967). Бимодальность распределения оливинов в вулканитах Курило-Камчатской зоны (Масуренков, 1974₂) проливает свет на вероятный источник высокомагнезиальной разновидности. Генерация с положительными значениями величины угла оптических осей (фаялита < 12%) состоит преимущественно из оливинов ультраосновных включений, обнаруженных в продуктах извержения некоторых вулканов Курило-Камчатской зоны (табл. 9, ан. 10). Встре-

110

Это снижение не является запретным, а отражает лишь нестабильность системы в определенных условиях. В условиях FeO и SiO_2 при FeO и SiO_2 в системе FeO в определенном количестве при сохранении доли SiO_2 как таковой не является \rightarrow кристаллизацией более. Ну, или наоборот

Рис. 37. Вариационные кривые оптических свойств темноцветных породообразующих минералов в четвертичных вулканитах и включениях Курило-Камчатской зоны

а — оливины (283); б — ортопироксены (446); в — клинопироксены (550) (в скобках — количество измерений)

чаются эти оливины и вне видимой связи с ультраосновными включениями, образуя вкрапленники в вулканитах. Высокая их магнезиальность, генетическая приуроченность к ультраосновным глубинным породам и невозможность кристаллизации из базальтовых расплавов (Ильвицкий, Колбанцев, 1968) делают наиболее приемлемой концепцию о реликтовом или ксеногенном происхождении их в вулканитах. Более железистые разности оливинов могут быть продуктами кристаллизации базальтовой магмы, но присутствие их в андезитах и дацитах иногда в рубашке базальтовых расплавов (табл. 9, ан. 4) указывает на явление смешения.

Пироксены являются значительно более распространенными, чем оливин, минералами-вкрапленниками в вулканитах Курило-Камчатской зоны. Обычно сосуществуют ромбические и моноклинные пироксены. Ромбические относятся к гиперстену, иногда встречается бронзит. В связи с ксенолитами ультраосновных бесполовошпатовых пород возможны энстатиты. В составе ромбических пироксенов, таким образом, намечается большая, чем у оливинов, вариативность. Это следует также из табл. 10. Максимальная железистость обнаружена в гиперстене дацита вулкана Хаконе (табл. 10, ан. 8). Для андезитов характерны колебания ее от 0,25 до 0,38 (табл. 10, ан 4-7), в базальтах и андезито-базальтах железистость держится примерно на одном уровне. Оптические свойства свидетельствуют примерно о тех же вариациях состава ортопироксенов (рис. 37). Однако при этом часто наблюдается обратная зависимость между железистостью ортопироксена и кислотностью содержащего его вулканита, поэтому уверенные суждения о связи составов ортопироксенов и вулканитов должны основываться не на единичных анализах.

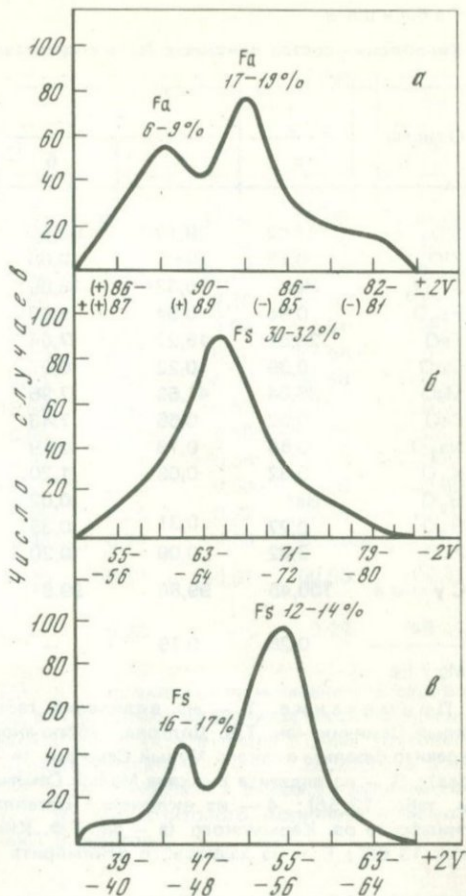


Таблица 9

Химический состав оливинов (а) и содержащих их пород (б) в продуктах вулкана

Окислы	1	2		3	4	5
	а	а	б	а	а	а
SiO ₂	37,42	39,19	53,90	39,40	38,10	38,70
TiO ₂	0,18	Нет	0,68	Сл.	0,09	0,09
Al ₂ O ₃	Нет	0,33	16,69	Нет	0,94	0,79
Fe ₂ O ₃	0,96	0,94	1,59	1,20	1,25	1,62
FeO	23,57	16,27	7,04	16,52	16,84	15,07
MnO	0,39	0,22	0,07	Не опр.	0,27	0,06
MgO	36,04	41,69	7,95	41,38	40,96	41,45
CaO	0,52	0,55	7,43	0,50	1,21	1,45
Na ₂ O	0,56	0,13	2,79	0,11	0,27	0,26
K ₂ O	0,32	0,08	1,20	0,16	0,12	0,13
H ₂ O ⁻	Нет		0,02	0,15	0,26	0,24
H ₂ O ⁺	0,27	0,31	0,35	0,18	Нет	0,10
P ₂ O ₅	0,22	0,09	0,20	Не опр.	0,16	0,12
Сумма	100,45	99,80	99,91	99,52	100,47	100,08
Fe	0,28	0,19	—	0,19	0,20	0,18
Mg + Fe						

Примечание. 1 — из включения габбро-анортозита в базальтах вулкана Малый Семячик (ан. Т.В. Долгова, габбро-анортозит — см. в табл. 13, 26); 2 — из андезито-базальта вулкана Малый Семячик (а — ан. Т.В. Долгова, б — ан. Н.Я. Монахова); 3 — из андезита вулкана Малый Семячик (а — ан. Н.Я. Монахова, андезит — см. табл. 13, 56); 4 — из включения мегаплагиофинового базальта в дацитовом игнимбрие оз. Карымского (а — ан. Г.Ф. Князева, мегаплагиофиновый базальт — табл. 13, 66); 5 — из дацитового игнимбрита оз. Карымского (а — ан. Г.Ф. Князева,

сейчас можно констатировать лишь то, что столь железистых разностей, как в дифференцированных интрузиях или метаморфических породах, в вулканитах Курило-Камчатской зоны и Японии не обнаружено. Сходная позиция и клинопироксенов: вариации их железистости в Курило-Камчатских вулканитах очень незначительны, и уловить ее связь с составом вмещающего вулканита в целом для региона не представляется возможным (табл. 11). Четко установлена лишь приуроченность маложелизистых разностей клинопироксенов к ксенолитам пироксенитов. По-видимому, эта генерация в вулканитах наследуется ими от ультраосновных пород глубинного субстрата. Объем генерации, как показывают оптические данные, относительно невелик (рис. 37). В целом клинопироксены образуют весьма устойчивую по составу группу, большая часть которой должна быть отнесена к авгитам, меньшая — к диопсид-авгитам и диопсидам.

Таким образом, темноцветные минералы вулканитов Курило-Камчатской области характеризуются сравнительно небольшими колеба-

низма Курило-Камчатской зоны, вес. %

6		7		8		9	10
а	б	а	б	а	б	а	а
37,90	46,00	38,22	39,64	38,10	51,00	38,06	39,74
0,07	0,29	0,30	0,42	0,10	0,46	0,08	0,02
1,54	17,42	0,46	26,39	0,66	18,20	1,46	0,90
2,60	2,44	2,50	1,56	1,90	2,30	10,16	0,55
17,94	4,55	18,20	6,04	19,26	7,04	12,31	8,25
0,31	0,11	0,30	0,10	0,17	0,06	Не опр.	0,05
38,14	10,41	39,63	9,71	39,12	6,40	38,60	50,79
1,22	17,66	0,50	15,64	0,30	10,58	0,24	0,02
0,16	0,72	0,40	0,69	0,27	2,16	0,00	Сл.
0,13	0,15	0,09	0,32	0,14	0,36	0,00	Сл.
0,38	0,24	0,06	Нет	0,04	0,30	0,00	0,00
0,10	0,29	0,06	0,06	0,20	0,22	0,19	0,10
0,10	0,09	0,06	0,03	0,24	0,36	Не опр.	0,01
100,59	100,37	100,78	100,80	100,50	100,61	100,50	100,41
0,23	—	0,22	—	0,23	—	0,24	0,09

дацитовый игнимбри — табл. 13, 76); 6 — из включения алливалита в андезитах вулкана Ксудач (а — ан. Г.Ф. Князева, б — по расчету из анализов анортита, оливина, пироксена и стекла); 7 — из алливалита в выбросах вулкана Ксудач (Богоявленская, Эрлих, 1969); 8 — из базальта вулкана Кихпинич (а — ан. Т.В. Долгова, б — ан. Н.Р. Гусакова, CO₂ — 1,27 вес. %); 9 — из алливалита в выбросах вулкана Немо (Богоявленская, Эрлих, 1969); 10 — из перидотитового ксенолита в андезито-базальтах вулкана Авача, Камчатка (ан. Т.В. Долгова)

ниями в содержании фаялитовой и ферросилитовой молекулы и в целом малой железистостью. Все это определяет их как минералы субликвидусного интервала мафических ассоциаций. В отличие от плагиоклазов, нахождение их в кремнекислых расплавах почти или совсем не сказывается на изменении состава. В этом смысле они более консервативны. Последнее обстоятельство побуждает несколько подробнее рассмотреть некоторые черты химизма темноцветных минералов в вулканитах вообще.

Распределение суммарного железа в пироксенах вулканических и интрузивных пород подобно закономерности, установленной для вулкаников Курило-Камчатской зоны (Масуренков, 1974₂). Интрузивные пироксены в среднем значительно более железисты, чем вулканические.

Если серии интрузивных пород образуются в значительной мере при дифференциации исходных основных расплавов (хороший пример — расслоенные интрузии), то обязательным следствием этого процесса яв-

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	50,47	52,32	50,64	50,92
TiO ₂	0,44	0,41	0,76	0,44
Al ₂ O ₃	2,67	2,46	2,29	3,87
Fe ₂ O ₃	4,15	2,34	3,35	1,50
FeO	14,65	15,84	14,37	15,23
MnO	0,41	He опр.	0,30	0,13
MgO	23,37	22,62	21,83	24,86
CuO	2,74	3,06	5,37	1,69
Na ₂ O	0,36	0,43	0,39	0,13
H ₂ O	0,15	0,27	0,13	He опр.
H ₂ O ⁻	0,30	He опр.	0,10	He опр.
H ₂ O ⁺		He опр.	Нет	He опр.
P ₂ O ₅	0,11	0,16	0,07	0,08
С у м м а	99,82	99,87	99,60	98,85
Fe	0,31	0,31	0,31	0,27
Mg + Fe				

Примечания: 1 — из базальта вулкана Пра-Авача, Камчатка (ан. Т.А. Долгова); 2 — из базальта шлакового конуса вулкана Ичинского, Камчатка (ан. Н.Р. Гусакова, из материалов Ф.Ш. Кутыева); 3 — из андезито-базальта вулкана Пра-Авача, Камчатка (ан. Т.В. Долгова); 4, 5 — из андезита вулкана Медвежий, о. Итуруп Федорченко, Родионова, 1975); 6 — из андезита; Кокубудаи, префектура Кагава

ляется накопление железа в некоторых конечных членах дифференциации, в частности, пироксенах. Это накопление выражается пятикратным обогащением железом ортопироксенов и шестикратным — клинопироксенов. Для вулканитов отмечается лишь трехкратное увеличение суммарного железа. Следовательно, размах дифференциации в вулканитах значительно меньше.

Рассмотрим закисно-окисное отношение в темноцветных минералах и содержащих их магматических породах как меру окислительно-восстановительного состояния системы на разных стадиях ее существования (табл. 12). Вопреки ожидаемому эффекту, не обнаруживается никакой корреляции между степенью окисленности породы в целом и слагающих ее темноцветных минералов: оливинов и пироксенов. Только амфиболы четко отражают окислительно-восстановительное состояние пород, особенно вулканических. Несовпадение окисленности пород и минералов возрастает от ультраосновных к кислым, а в пределах одного петрографического типа — от относительно низкотемпературных (субсолидных) минералов к высокотемпературным (субликвидным). Минералы вулканитов, как и сами породы в целом, окислены больше, чем глубинные эквиваленты.

	5	6	7	8	10
	52,45	54,11	52,07	50,26	53,30
	0,57	0,19	0,47	0,16	0,05
	3,21	1,52	1,70	3,13	3,43
	1,38	Нет	Нет	0,65	0,70
	18,71	15,73	22,65	26,54	5,29
	0,17	0,34	0,48	0,76	0,05
	20,52	27,03	21,13	16,36	35,85
	1,14	1,16	1,55	1,76	0,98
	0,25	He опр.	He опр.	0,24	0,10
	He опр.	"	"	0,13	0,06
	"	"	"	He опр.	0,15
	"	"	"	"	0,02
	0,16	"	"	"	0,05
	98,56	100,08	100,05	99,99	100,03
	0,35	0,25	0,38	0,48	0,08

Япония (Kuno, 1947 — из Дир и др., 1965); 7 — из андезита вулкана Хаконе, Япония, (Kuno, 1950 — из Дир и др., 1965); 8 — из дацита (обсидиана) вулкана Хаконе, Япония (Kuno, 1954 — из Дир и др., 1965); 9 — из перидотитового (лерцолитового) ксенолита в андезито-базальтах вулкана Авача, Камчатка (ан. Т.В. Долгова)

Увеличение окисленности в реакционном ряду минералов, расположенных в порядке снижения температуры для каждого петрографического типа пород, свидетельствует об увеличении окислительного потенциала в процессе кристаллизации. Этот процесс, однако, не выходит за пределы систем одного состава и совершается в изохимических условиях (по горизонтали — в табл. 12). При переходе к другому типу пород, который согласно кристаллизационной концепции является производным от предыдущего, происходит дискретное снижение окислительного потенциала для оливинов и пироксенов. Противоречивость приведенных фактов (возрастание о.п. в реакционном ряду и снижение — в сериях пород) ставит под сомнение механизм кристаллизационной дифференциации как процесс разделения единой базальтовой магмы на производные ультраосновные и кремнекислые породы, в каких бы фациях они ни проявлялись. Наиболее приемлемое объяснение установленному факту я вижу в признании известной самостоятельности основных петрографических типов пород и слагающих их минералов.

Сравнение средних составов пироксенов вулканических пород с пироксенами метаморфических комплексов обнаружило весьма ин-

Таблица 11

Химический состав клинопироксенов вулканических пород Курило-Камчатской

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,54	50,56	46,50	49,24	48,86	47,51
TiO ₂	0,43	0,64	0,72	1,20	0,68	0,35
Al ₂ O ₃	4,54	3,15	4,55	4,92	5,32	5,50
Fe ₂ O ₃	3,20	2,55	4,04	4,10	3,60	2,55
FeO	4,58	6,41	4,97	5,06	6,96	6,88
MnO	0,15	He опр.	0,25	He опр.	0,46	0,24
MgO	15,31	15,40	14,77	14,82	13,72	15,15
CaO	22,62	19,51	23,02	20,24	18,70	21,55
Na ₂ O	0,54	0,56	0,58	0,25	0,63	0,51
K ₂ O	0,12	0,32	0,14	0,10	0,15	0,14
H ₂ O ⁻	0,28	0,45	Нет	0,26	1,00	0,06
H ₂ O ⁺	0,10	0,40	0,31	0,31	1,00	0,02
P ₂ O ₅	0,14	0,21	0,06	He опр.	He опр.	He опр.
	100,55	99,76	100,00	100,50	100,08	100,46

Примечание. 1 — из включения алливалита в андезитах вулкана Ксудач (ан. Г.Ф. Князева, алливалит — см. табл. 9, 66); 2 — из включения габбро-анортозита в базальтах вулкана Малый Семячик (ан. Т.В. Долгова, габбро-анортозит — см. табл. 13, 26; базальт — см. табл. 13, 3); 3 — из включения мегаллагиофирового базальта в дацитовых туфах оз. Карымского (ан. Т.В. Долгова); 4 — из базальта вулкана Малой Удины (Тимербаева, 1967); 5 — из андезито-базальта шлакового

Таблица 12

Отношение $\frac{FeO}{Fe_2O_3}$ в минералах вулканических и интрузивных пород

Группа пород	Оливины	Ортопироксены	Клинопироксены	Амфиболы	Породы в целом
Ультраосновные	6,3 (47)	4,2 (31)	1,5 (101)	1,2 (8)	0,5
	8,3 (13)	7,0 (34)	2,2 (56)	2,5 (7)	2,4
Основные	19,8 (8)	11,5 (3)	2,6 (99)	2,0 (9)	2,6
	200 (5)	12,0 (7)	6,7 (109)	5,0 (4)	2,3
Средние, кислые	44,4 (2)	27,0 (18)	5,2 (9)	1,5 (15)	1,2
		22,7 (53)	16,3 (18)	4,9 (18)	1,8

Примечание. В числителе — вулканы, в знаменателе — интрузии, в скобках — число анализов. При составлении таблицы, помимо собственных материалов, использованы данные Н.Л. Добрецова и др. (1971), Г.С. Закариадзе и М.Б. Лордкипанидзе (1972), А.А. Беуса (1972)

зоны, вес. %

7	8	9	10	11	12	13
50,64	47,90	46,86	46,07	49,55	51,81	51,32
0,85	0,85	1,36	0,89	He опр.	0,61	Сл.
3,11	3,77	4,81	6,42	2,52	4,36	2,10
3,92	4,27	4,44	3,54	12,09	2,65	0,07
7,17	7,01	8,13	5,76	2,55	7,61	2,76
He опр.	He опр.	He опр.	0,21	0,02	0,14	0,05
14,94	15,43	14,75	14,06	8,79	14,39	20,55
18,66	19,44	18,34	21,41	23,36	18,30	20,70
0,45	0,45	0,43	0,63	0,54	0,41	0,25
Нет	Нет	Нет	0,01	0,05	He опр.	0,02
0,14	0,17	0,10	He опр.	П.п.п.	He опр.	
0,16	0,20	0,28	He опр.	0,72	He опр.	
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,80
100,04	99,45	99,50	99,00	100,19	100,28	99,50

конуса р. Паратунки (Фаворская и др., 1965); 6 — из гомогенного включения в андезите вулкана Большой Удины (Тимербаева, 1967); 7—9 — из вулканитов Гумроковского комплекса (верхний плиоцен) Кроноцкого района (материалы А.Е. Шанцера); 10—12 — из вулканитов четвертичных вулканов Курильских островов (Федорченко, Родионова, 1975)

тересные параллели: пироксены базальтов обладают большим сходством с пироксенами ультраосновных гнейсов из гранулитовой фации и эклогитоподобных пород, пироксены андезитов и дацитов ближе пироксенам амфиболитов и гранулитов (Масуренков, 1974₂).

Выводы

1. Темноцветные минералы вулканитов образуют высокотемпературные субликвидусные ассоциации, отличаясь этим от минералов дифференцированных интрузивных серий и метаморфических пород. Это свидетельствует о крайней ограниченности кристаллизационной дифференциации при образовании серий вулканических пород.
2. Минеральные ассоциации вулканитов имеют полигенную природу и образуются как при кристаллизации системы, так и заимствуясь из окружающего систему кристаллического субстрата.
3. В образовании кристаллических фаз вулканитов можно предполагать участие ультраосновных пород типа перидотитов и пироксенитов и главным образом пород гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.
4. Весь набор минеральных ассоциаций орогенных вулканитов и отсутствие среди породообразующих минералов барофильных минералов

(шпинель, гранат) однозначно указывает на небольшие глубины фазовых превращений типа "кристалл—жидкость" и "кристалл—кристалл" в магматической системе. Как следует из экспериментальных данных, давление не может превышать 12 кбар и в основном отвечает уровню 5—8 кбар.

ПОЛИГЕННОСТЬ ГЕНЕРАЦИЙ ПЛАГИОКЛАЗОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Механизм усвоения плагиоклазов магмой из полнокристаллических пород ксенолитов и морфологические признаки реликтовых плагиоклазов описаны ранее (Масуренков, Волынец, 1971; Масуренков, 1974₂). Несмотря на методические трудности выделения реликтовых минералов, результаты подобной работы делают ее вполне оправданной. Во-первых, доказательство широкого развития реликтовых фаз в вулканите заставляет признать факт активного взаимодействия магмы с окружающей средой и разомкнуть узкие рамки кристаллизационной дифференциации. Во-вторых, реликтовые минеральные фазы становятся дополнительным источником сведений о составе кристаллических сред в основании вулканических поясов. Особенно перспективными в этом отношении являются плагиоклазы — наиболее распространенные и наиболее изменчивые по составу минералы (Масуренков, 1972₂).

Однозначность унаследованной, заимствованной или реликтовой природы плагиоклазов в некоторых типах вулканитов и включений можно проиллюстрировать битовнитами и анортитами, широко распространенными в продуктах вулканизма северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. Наилучшим способом иллюстрации являются химические анализы анортитов и содержащих их пород (табл. 13). Не соответствие составов минеральных фаз составу вулканита или включения очевидно, так как не наблюдается никакой связи между содержанием анортитовой молекулы во вкрапленниках этих плагиоклазов и нормативным составом плагиоклаза в породе. Кристаллизация анортита из магм, более кислых, чем базальтовая, невозможно. Теоретически сомнительна возможность кристаллизации анортитов и из базальтовых расплавов: при нормативном плагиоклазе № 60 самая анортитовая фаза в точке ликвидуса должна содержать не более 87% An. Более основной состав нормативного плагиоклаза в базальтах — чрезвычайная редкость. Кроме того, часть кальция расходуется на моноклинные пироксены, поэтому в реальных многокомпонентных системах расхождение между нормативным и ликвидусным составом должно быть значительно меньше, чем это следует из фазовой диаграммы чистой альбит-анортитовой системы. Глубинная кристаллизация при повышенных давлениях должна еще более снизить количество анортита в ликвидусных или субликвидусных плагиоклазах.

Представление о составе первых фаз кристаллизующихся плагиоклазов в зависимости от их нормативного состава в разных системах и при разных давлениях может дать график (рис. 38). Здесь же нанесены нор-

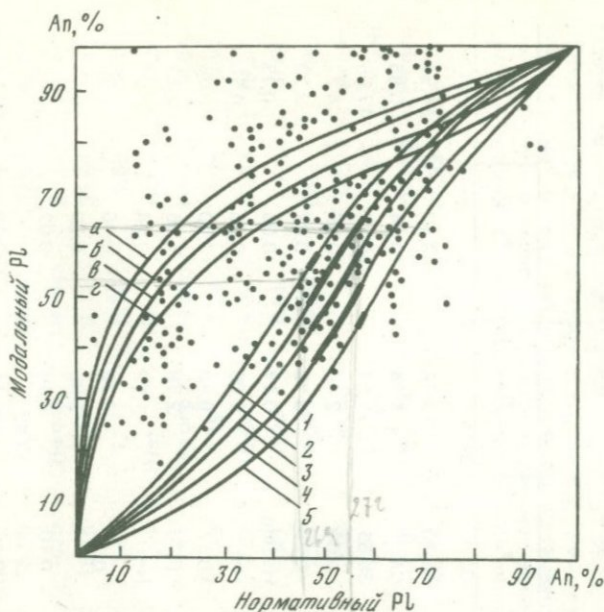


Рис. 38. Степень соответствия состава вкрапленников плагиоклаза нормативному составу плагиоклазов в вулканитах

Семейство верхних кривых — состав ликвидусных плагиоклазов в системе альбит-анортит при давлениях: а — 1 атм.; б — 10 кбар; в — 15 кбар; г — 20 кбар (Линдслей, 1971). Семейство нижних кривых — предполагаемый состав плагиоклазов, кристаллизующихся из природных расплавов; утолщенные части кривых — экспериментальные данные Д.Х. Грина (Грин, Рингвуд, и др., 1968): 1 — 1 атм.; 2 — 5 кбар; 3 — 10 кбар; 4 — 15 кбар; 5 — 20 кбар

мативные составы плагиоклазов вулканитов по данным химических анализов и составы вкрапленников по химическим и оптическим данным. Для примера рассмотрим кристаллизацию альбит-анортитового расплава с равным соотношением альбитового и анортитового компонентов. Первой фазой будет плагиоклаз от № 83 (1 атм) до № 71 (20 кбар). Присутствие в таком составе более анортитовых фаз означает их чужеродность расплаву и необходимость признания за ними иного, чем кристаллизация их этого расплава, происхождения. Аналогично поведение расплавов с другими соотношениями альбита и анортита. Поскольку давление, при котором кристаллизуются подобные системы, нам не известно, ограничим запретную область кривой "а", соответствующей 1 атм (см. рис. 38). Все плагиоклазы, находящиеся выше этой кривой, следует отнести к категории ксеногенных или реликтовых. Они составляют около 25% от выборки. Но это число необходимо увеличить, так как в реальных системах кристаллизация плагиоклазов начинается со значительно менее анортитовых составов, чем в чистых плагиоклазовых расплавах. Как следует из опытов Д.Х. Грина (Грин, Рингвуд и др., 1968), в кварцевом диорите при нормативном составе плагиоклаза около 50% An первые фазы соответствуют примерно № 60 (1 атм) и № 42 (15 кбар).

Таблица 13

Химический состав битовнитов и анортитов (а) и содержащих их пород (б) в продуктах вулканизма Курило-Камчатской зоны и Японии, вес. %

Окислы	1		2		3		4	
	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	46,52	47,20	44,10	44,32	44,70	52,78	44,42	54,52
TiO ₂	0,05	0,38	0,07	0,12	Сл.	1,04	0,04	0,85
Al ₂ O ₃	32,53	20,33	32,38	24,81	35,55	17,34	34,28	17,65
Fe ₂ O ₃	0,68	1,74	0,98	0,45	0,60	2,40	0,55	4,77
FeO	0,03	3,33	0,80	7,64	0,23	6,75	0,17	3,33
MnO	0,01	0,12	Сл.	0,05	Не опр.	0,17	0,05	0,18
MgO	0,24	9,36	0,60	8,49	Нет	5,00	0,38	4,50
CaO	17,88	14,45	18,92	12,43	18,17	9,80	17,30	9,55
Na ₂ O	1,82	1,87	1,27	1,05	0,76	2,78	1,05	2,83
K ₂ O	0,24	0,38	0,13	0,24	Нет	1,22	0,24	1,07
H ₂ O ⁻	0,22	Нет	0,32	0,10	0,34	0,20	0,40	0,28
H ₂ O ⁺	0,23	0,26	Нет	0,18		0,45	0,20	0,05
P ₂ O ₅	0,11	0,19	0,12	0,10	0,10	0,18	0,02	0,16
С у м м а	100,56	99,61	99,69	99,98	100,45	100,11	99,10	99,74
Ап	83	73	88	88	93	56	30	56

Таблица 13 (окончание)

Окислы	5		6		7		8	9	10	11
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	44,02	59,04	44,18	45,44	43,88	65,00	43,44	44,08	43,54	43,13
TiO ₂	Нет	1,00	Нет	0,53	Нет	0,55	Не опр.	Не опр.	Сл.	Не опр.
Al ₂ O ₃	34,02	15,23	34,64	22,26	34,10	15,75	35,68	32,77	35,66	35,97
Fe ₂ O ₃	0,86	2,76	1,00	2,84	0,95	3,82	1,11	0,36	0,58	0,45
FeO	0,17	5,25	0,57	6,09	0,69	2,07	Нет	Нет	Нет	0,29
MnO	Не опр.	0,18	Нет	0,03	Нет	0,11	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	0,08	2,60	Нет	7,35	0,42	2,19	0,19	1,26	0,06	0,08
CaO	18,81	6,50	18,63	12,97	18,09	3,67	19,84	18,95	19,53	19,27
Na ₂ O	0,69	4,43	0,78	1,52	0,74	4,41	0,20	0,81	0,26	0,65
K ₂ O	0,12	1,77	0,24	0,38	0,12	2,31	0,06	0,06	Сл.	0,05
H ₂ O ⁻	0,87	0,02	0,14	0,44	0,20	0,10	Не опр.	—	0,10	Не опр.
H ₂ O ⁺		0,88	0,10		0,22	Нет	Не опр.	—	0,20	Не опр.
P ₂ O ₅	0,12	0,23	0,09	0,21	Сл.	0,16	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,76	99,89	100,37	100,06	99,41	100,14	—	—	99,93	—
Ап	94	29	93	79	93	30	98	92	97	94

Примечание. 1 — ксенолит роговообманкового габбро в андезито-дацитах вулкана Шивелуч (а — ан. Г.Ф. Князева, б — ан. В.М. Солдатов); 2 — включение габбро-анортозита в базальтах (3) вулкана Малый Семячик (а — ан. Н.Р. Гусакова, б — ан. Н.Я. Монахова); 3 — базальт вулкана Малый Семячик, содержащий включение габбро-анортозита (2) (а — ан. Н.Я. Монахова, б — ан. Л.Г. Байцаева); 4 — ксенолит пироксенового габбро в андезитах (5) вулкана Малый Семячик (а — ан. Г.Ф. Князева, б — ан. Л.Г. Байцаева); 5 — андезиты вулкана Малый Семячик, содержащие ксенолит пироксенового габбро (4) (а, б — ан. Т.В. Долгова); 6 — включение мегаплаггиофирового базальта в дацитовом игнимбрите (7) оз. Карымского (а — ан. Т.В. Долгова, б — по расчету из анализов стекла и вкрапленников); 7 — дацитовый игнимбрит оз. Карымского, содержащий включения мегаплаггиофировых базальтов (6) (а — ан. Т.В. Долгова, б — ан. Л.А. Карташева); 8 — из гигантоплаггиофировых андезито-базальтов вулкана Ветровой, о. Парамушир (Федорченко, Родионова, 1975); 9 — из дацитовой лавы вулкана Урбич, о. Итуруп (Федорченко, Родионова, 1975); 10 — из включения эвкриты в туфе, Вадаки, Идзу, Япония (Tsuboi, 1935 — из Дир и др., 1966); 11 — из базальта Кае (Kawano, 1959 — из Федорченко и Родионовой, 1975)

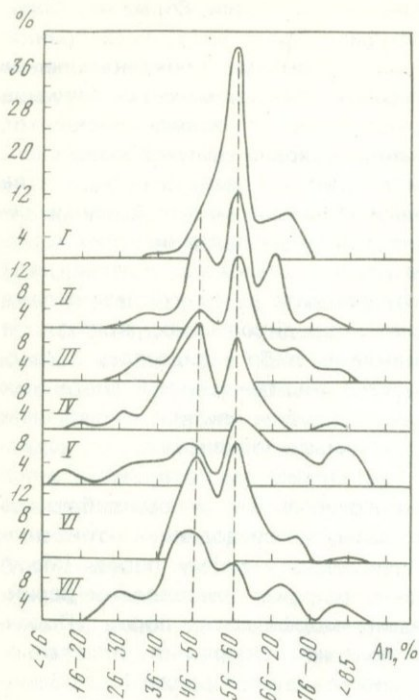


Рис. 39. Полимодальное распределение плагиоклазов в породах

I — Удинских вулканов (66 измер. К.М. Тимербаевой, 1967); II — базальтов и андезито-базальтов щитовых вулканов и ареальных излияний Срединного хребта Камчатки (284 измер., материал Н.В. Огородова и А.А. Важевской); III — современных извержений вулкана Карымский (132 измер. автора), IV — игнимбритового комплекса вулкана Малый Семячик (120 измер. автора); V — вулcano-плутонической серии вулкана Авачинский (400 измер. автора); VI — алнейского вулканического комплекса р. Налачевой (260 измер. В.А. Ермакова); VII — миоценового вулканического комплекса р. Налачевой (50 измер. автора)

к среднему плейстоцену, и верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые базальты, андезито-базальты и андезиты Налачевского района. В первых эти генерации составляют 43%, во вторых — 48%. Близки в этом смысле к указанным комплексам базальты и андезито-базальты верхнего плейстоцена — голоцена Срединного хребта Камчатки (47%).

Еще один пример сквозных генераций плагиоклазов в разных петрографических типах вулкаников содержится в ассоциациях вулканических пород Армении (Геология Арм. ССР, петрография, вулканические породы, Ереван, 1970). Результаты массовых измерений состава плагиоклазов представлены на рис. 40. Как в базальтах, так и в андезитах и дацитах присутствуют две основные генерации, количественные соотношения которых в основных и средних разностях пород, естественно, различны. Состав пород, таким образом, почти не влияет на состав интра-теллурических вкрапленников, меняя лишь соотношения между ними.

На основе имеющихся данных природа установленной общности плагиоклазов не может быть расшифрована однозначно. Представляется возможным, однако, исключить из числа вероятных причин следующие: 1) сквозные максимумы не являются методической ошибкой, так как они отсутствуют в некоторых совокупностях плагиоклазов, измеренных тем же методом; 2) появление сквозных максимумов не связано с ошибкой наблюдателя, поскольку использовались независимые данные разных исследователей, выполненные в разные годы; 3) выявленный эффект не может быть интерпретирован как общий закон предпочтительной

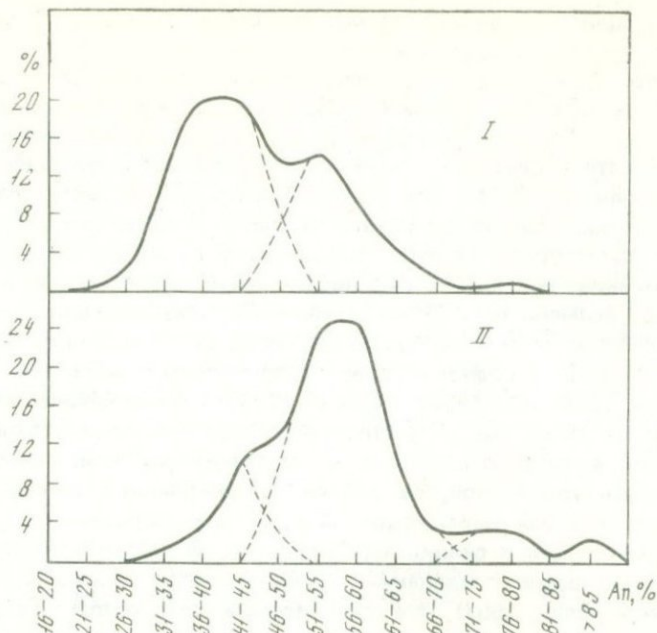


Рис. 40. Распределение вкрапленников плагиоклазов в вулканитах Армении
 I — андезиты и дациты (609 опр.); II — базальты и андезито-базальты (621 опр.) (из кн. Геология Арм ССР, петрография, 1970)

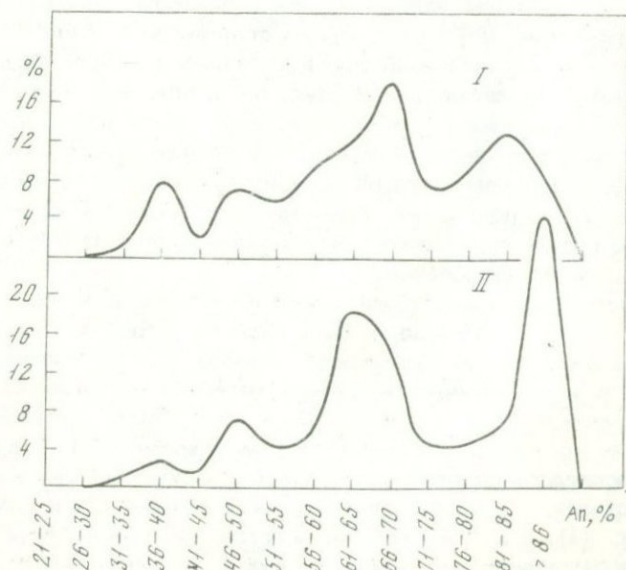


Рис. 41. Распределение плагиоклазов в вулканитах (I) и включениях (III) Курильских островов

кристаллизации плагиоклазов данных модальных интервалов, ибо обнаруживается не во всех совокупностях плагиоклазов.

Наиболее целесообразными кажутся поиски ответа в определении генетической природы сквозных плагиоклазов через общность догматического субстрата. Привлекаются две версии: реликтовая и "структурной памяти". Согласно первой, рассмотренной нами ранее (Масуренков, Волюнец, 1971), эти плагиоклазы остались нерасплавленной кристаллической частью субстрата, за счет которого возникла магма. Эффект "структурной памяти" заключается в сохранении расплавом ряда признаков, возникших под воздействием внешних сил, в течение некоторого времени после прекращения этого воздействия. Так, физические свойства талой, испытавшей термическое воздействие и сконденсированной воды при одних и тех же температурах и давлениях заметно отличаются (Данилов, 1956; Дерягин, 1967). Расположение атомов в расплавах металлов при отсутствии перегрева совершенно явно сохраняет "воспоминание" о структуре соответствующих кристаллов. Точно так же структура и свойства силикатных расплавов и стекол зависят от предшествующей термической истории, что связывается с явлениями полимеризации в силикатных расплавах. В настоящее время доказано существование соединений, промежуточных между кристаллом и расплавом (Есин, 1957). Все это свидетельствует о том, что характер кристаллических новообразований в силикатном расплаве будет в значительной мере зависеть от того, насколько в нем сохранились "воспоминания" о предшествующем кристаллическом состоянии. Поскольку принято считать, что вероятность перегрева природных силикатных систем невелика (Смит, 1968), следует учитывать, что при последующей кристаллизации таких систем наличие в них реликтовых полимерных соединений (Черкинский, 1967) или "паракристаллической сетки" (Экштейн, 1964) скажется на составе и свойствах кристаллических новообразований. Таким образом, как реликтовая версия, так и представления о "структурной памяти" расплавов не исключают друг друга, а по существу характеризуют состояние магмы на разных энергетических уровнях. Наличие сквозных генераций плагиоклазов в разнообразных вулканических породах огромного региона может быть одним из указаний на сохранение и повторение соответствующими магмами признаков сравнительно однородной среды магнообразования.

По-видимому, достаточно убедительной иллюстрацией к новой системе фактов и к их объяснению могут быть сведения о составе плагиоклазов в вулканитах и ксенолитах Курильских островов. Для достижения полной независимости и объективности данных материал о плагиоклазах вулканитов извлечен из монографии Б.Н. Пискунова (1975), а распределение плагиоклазов ксенолитов построено по материалам Р.И. Родионовой. Характер распределения плагиоклазов в вулканитах и ксенолитах настолько однотипен, что не оставляет никаких возможностей для альтернативы (рис. 41). В вулканитах наследуются все четыре генерации плагиоклазов кристаллических пород и даже в близких количественных соотношениях. Эти данные прямо указывают на ксенолиты как на породы из зоны магнообразования.

ВЫВОДЫ

1. Большинство вулканических пород содержит вкрапленники плагиоклазов, принадлежащих к нескольким генерациям, отличающимся по составу и морфологии.

2. Основную массу плагиоклазовых вкрапленников составляют генерации, не являющиеся продуктами кристаллизации расплава, соответствующего по составу материнскому вулканиту.

3. Вкрапленники плагисклавов в вулканитах наследуются от домагматического кристаллического субстрата и окружающих магму пород, от первичных расплавов, претерпевших значительные изменения в составе, заимствуются при смешении с плагиоклазосодержащими магмами, образуются как реакция на плавление высокотемпературной системой низкотемпературного субстрата и в меньшей мере кристаллизуются из системы, завершающей извержением многоступенчатый процесс магмообразования.

Глава 10

ВКЛЮЧЕНИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ И СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ ВУЛКАНИЗМА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ В ВУЛКАНИТАХ ГЛОБАЛЬНЫХ СТРУКТУР ЗЕМЛИ — ОТРАЖЕНИЕ ПЛАНЕТАРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Выявить и осмыслить общие закономерности распределения ксенолитов в вулканических породах различных структурных элементов Земли пытались многие и неоднократно. В монографии коллектива авторов В.С. Соболев и др. обобщают обширный материал по ультраосновным и основным ксенолитам и на этой основе выделяют восемь типов верхней мантии (Глубинные ксенолиты и верхняя мантия, 1975). Сила "мантийного течения" в науке столь велика, что, детально описав исключительно коровый ассортимент ксенолитов, В.И. Федорченко и Р.И. Родионова (1975) обсуждают в своей интересной работе главным образом проблемы мантии. Образуется некий "вакуум" в области наших знаний корового вулканизма и корообразования. О соотношении масштабов мантийного и корового вулканизма, по-видимому, может дать некоторое представление приведенный ниже график (рис. 42).

Океаническая платформа и срединно-океанические хребты, характеризующиеся базитовым вулканизмом, содержат в зонах магмообразования только перидотиты и эклогиты. Некоторым подобием им являются континентальные платформы. К сожалению, данные по континентальным платформам ограничены только включениями в кимберлитах и базальтах. Для этих типов вулканизма представительны дуниты, оливиниты, перидотиты, лерцолиты. Встречаются и эклогиты, но в меньшем, чем в океане, количестве. Несомненно наличие в этом типе структур гранитоидных ксенолитов, связанных с платформенным липаритовым вулканизмом, однако данных об этом не имеется.

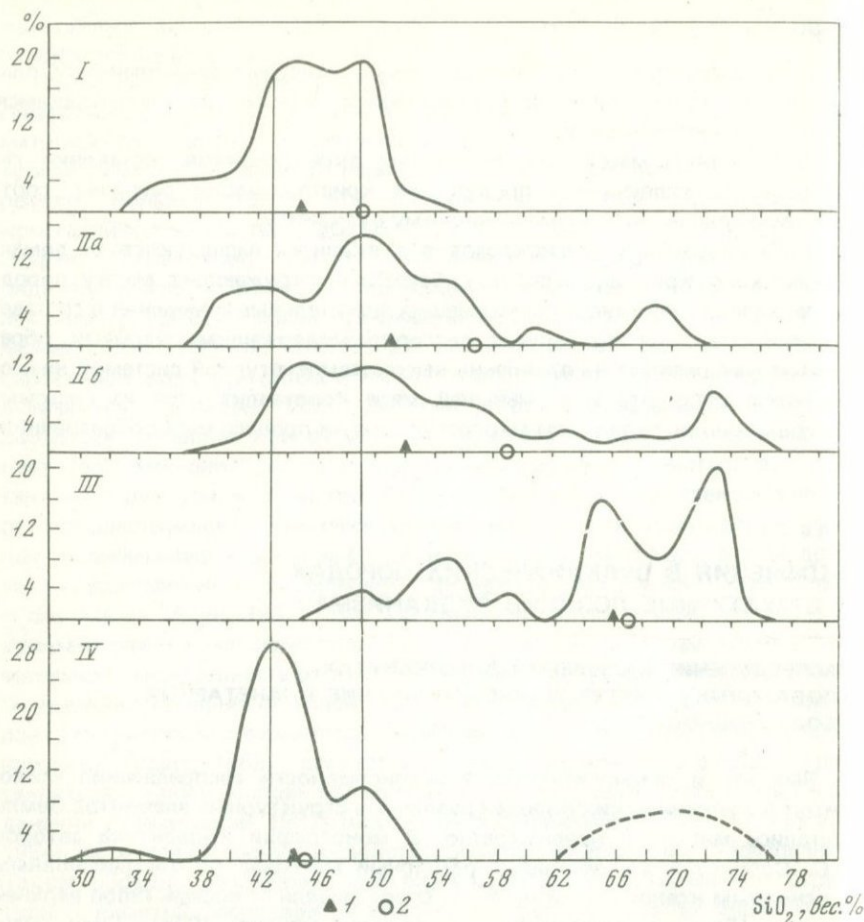


Рис. 42. Распределение окиси кремния во включениях вулканитов глобальных структур Земли

I — океанические платформы и срединно-океанические хребты (46 анал.); IIa — Курильские острова (103 анал.); IIб — Камчатка (156 анал.); III — Центральный Кавказ (51 анал.); IV — континентальные платформы (104 анал.). Средние составы: 1 — включений, 2 — вулканитов

Набор ксенолитов островных дуг и орогенов очень разнообразен: от ультраосновных до гранитных. Представляет большой интерес некоторое отличие в составе ксенолитов Камчатки и Курильских островов. Объем гранитоидных ксенолитов Камчатки заметно превышает объем аналогичных ксенолитов Курильских островов. Эти отличия вещественного состава ксенолитов хорошо "вписываются" в структурные отличия регионов: увеличение общей мощности коры и в том числе гранитного слоя на Камчатке. Включения в вулканитах Центрального Кавказа (количественно-минералогические пересчеты) четко отражают мощное развитие гранитного слоя и коры в целом.

Зависимость между типом структуры и составом включений находит

отражение и в среднем составе последних: увеличение мощности коры и гранитного слоя имеет своим следствием увеличение средней кислотности ксенолитов. Параллельно этому происходит увеличение кислотности и вмещающих включения вулканитов. Здесь проявляется следующая пара зависимостей: между типом структур и составом вулканитов и между составом включений и вулканитов.

ВЫВОДЫ

Типы структур (мощность и состав коры), состав вулканитов и включений — явления тесно между собой связанные и взаимообусловленные; магмообразование происходит в верхах мантии и на разных уровнях коры, а вулканизм и включения выносят на поверхность непосредственные вещественные свидетельства внутреннего состояния региона.

НЕОДНОРОДНОСТЬ ОБЛАСТИ МАГМООБРАЗОВАНИЯ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

Проблема глубинного строения и геодинамики вулканического пояса может получить дополнительное освещение через изучение вещественного состава вулканитов и содержащихся в них включений. В этом отношении Ключевская группа вулканов представляется особенно интересной в связи с ее положением относительно структур камчатского и алеутского простирания. Камчатская северо-восточная система разломов продуцирует магматические расплавы на всем протяжении вплоть до пересечения с алеутской, где вулканом Шивелуч завершается распространение зоны магмообразования к северо-востоку. Алеутская система в своей западной части, примыкающей к Камчатке, в позднечетвертичное время амагматична в той мере, в какой об этом можно судить по отсутствию вулканов. Таким образом, Ключевская группа вулканов проектирует на поверхность самое северное звено зоны современного магмообразования в недрах глубинных разломов, связанных с Курильской островной дугой и поясом структур Восточной и Центральной Камчатки. Вместе с тем северная окраина группы как бы является частью и Алеутской дуги, по крайней мере находится под ее влиянием. В связи с этим выполнен сравнительный анализ глубинных условий магмообразования для северных (Шивелуч, Заречный, Харчинский) и южных вулканов (Безымянный, Зимина, Удины).

Вулканиты, слагающие эти группы, образуют близкие ассоциации пород от базальтов до дацитов. Именно в этих вулканах обнаружено наибольшее количество и разнообразие включений — основных носителей информации о составе и структурном состоянии зон магмообразования.

Изученные включения собраны в генетически разных типах вулканических образований от лав и пород экструзий до пирокластов. Насыщенность этих образований включениями различная. Наиболее многочисленны включения в экструзивных телах (до 1,5% по объему) и взрывных отложениях. Особенно изобилует включениями пирокластический покров Шивелуча извержения 1964 г. Размеры включений от 0,3—0,5 м

в поперечнике до микроскопических. Контакты с вмещающими вулканитами резкие и постепенные.

Петрографическая классификация включений северной и южной групп Ключевских вулканов приведена в табл. 14. Состав собранных включений в среднем имеет четко выраженный мафический облик и приближается к основному габброиду. Сланцеватые, полосчато-слоистые, гнейсовые и катаклазированные разности, свидетельствующие о принадлежности включений к кристаллическому субстрату, составляют более 40% всей совокупности. Количество массивно-кристаллических пород, принадлежность которых к этой же ассоциации выявляется структурно-минералогическими наблюдениями, равно 30%. Включения, обычно относимые к категории гомеогенных, составляют 26%.

Структуры полнокристаллических включений лепидобластовые, гранолепидобластовые, нематогранобластовые, фибробластовые, пойкилобластовые и др. Для массивно-кристаллических пород интрузивного облика характерны офитовая, габбровая, пойкилоофитовая, пойкилогаббровая, пойкилитовая, катакластическая, бластоцементная, гипидиоморфнозернистая и другие структуры.

Наиболее широко распространенной минеральной ассоциацией в метаморфогенных включениях является ассоциация роговой обманки моноклинного пироксена, плагиоклаза и магнетита. Она охватывает примерно 60% всей совокупности пород. Следующая по значимости ассоциация отличается от названной лишь присутствием ромбического пироксена. Роговая обманка отчетливо развивается по пироксенам и часто образует бластопойкилитовые структуры с округлыми включениями плагиоклазов и пироксенов, образует несколько генераций (наблюдались большое разнообразие их оптических свойств и случаи замещения одних другими). Ромбические пироксены образуют главным образом реликтовую фазу. Плагиоклазы, как правило, весьма катаклазированы, с большим количеством включений пироксенов, магнетита, стекла. Иногда слабо зональны. Состав колеблется от андезина до анортита. Среди изученных включений шпинель не встречена ни в одном образце, гранат — в одном: образует реакционную оторочку вокруг ксенолита мрамора, относится к андрадиту. В породах интрузивного облика минеральные ассоциации аналогичны.

На метаморфические и интрузивные породы включений, помимо всякого рода реакционных преобразований, накладывается и прямое плавление. Количество стекловатой фазы обычно невелико и составляет доли процента или достигает первых процентов. При большом содержании стекла и интенсивном реакционном минералообразовании порода теряет свой первичный облик и приобретает вид гомеогенного включения (см. раздел; Реакционно-расплавное преобразование включений и т.д.).

Сквозь принципиальную общность петрографических типов включений для северной и южной групп вулканов отчетливо проступают некоторые весьма существенные различия (табл. 14). Амфиболовые ассоциации значительно чаще встречаются на северной группе (90%), на южной они примерно равновероятны с пироксеновыми. При этом от-

Таблица 14

Распределение включений в вулканитах Ключевской группы вулканов по типам пород

Породы	Шивелуч и другие вулканы		Безымянный, Удина, Зими́на		В целом по всей совокупности	
	п	%	п	%	п	%
Мрамор	1	0,3	—	—	1	0,2
Оливинит, перидотит, верлит	6	1,5	4	3,9	10	2,0
Пироксенит	22	5,6	6	5,8	28	5,6
Пироксеновое и пироксен-оливиновое габбро и габбро-анортозит	—	—	10	9,7	10	2,0
Анортитит	—	—	2	1,9	2	0,4
Пироксеновый сланец и пироксеновый гнейс	4	1,0	4	3,9	8	1,6
Пироксеновый роговик	3	0,8	4	3,9	7	1,4
Пироксеновый диорит и гранодиорит	3	0,8	7	6,8	10	2,0
Пироксеновый гранит	1	0,3	4	3,9	5	1,0
Пироксеновое гомогенное включение	—	—	15	14,5	15	3,0
Амфиболовый пироксенит	13	3,3	3	2,9	16	3,2
Горнблендит	15	3,8	1	1,0	16	3,2
Амфиболиты, амфиболитовый и амфибол-пироксеновый сланец	128	32,6	14	13,6	142	28,6
Амфиболовое и амфибол-пироксеновое габбро	80	20,3	12	11,6	92	18,5
Амфиболовые и амфибол-пироксеновые диориты	11	2,8	4	3,9	15	3,0
Амфиболовые и биотитовые граниты	1	0,3	2	2,0	3	0,6
Амфиболовые и амфибол-пироксеновые гомогенные включения	105	26,7	11	10,7	116	23,4
Всего	393	100,1	103	100,0	496	99,7

мечается следующее очень важное обстоятельство: все плавленные и гомеогенные включения северной группы относятся к амфиболсодержащим и лишь в 40% плавленных включений южной группы обнаружен амфибол или биотит, т.е. большинство плавленных включений с юга имеет пироксеновый состав. Это дает основание предполагать относительно более "сухие" и "высокотемпературные" условия для включений южной группы вулканов.

Сосуществование в расплаве в разной степени оплавленных включений и неэффективная связь степени плавления с составом включения прямо свидетельствуют о неравновесности, гетерогенности системы и высокой градиентности зоны магмообразования.

Средний состав включений по имеющимся 74 анализам соответствует базальту: SiO_2 —49,69; TiO_2 —0,7; Al_2O_3 —14,8; ΣFeO —9,1; MnO —0,2; MgO —11,2; CaO —9,8; Na_2O —2,6; K_2O —0,8; P_2O_5 —0,2; H_2O^- —0,2; H_2O^+ —0,5. Устанавливать формационную принадлежность подобного "сборного" типа домагматического субстрата было бы неправомерным. Все же следует подчеркнуть такие его особенности, как малое содержание титана и повышенное содержание магния, что в какой-то мере сближает этот анализ со средним составом эцлогита. Однако никаких петрографо-минералогических эцлогитовых признаков среди пород включений не обнаружено. Минеральные ассоциации типичны для амфиболитовой фации метаморфизма. Довольно часто встречающиеся

Т а б л и ц а 15

Сравнительная характеристика вулканитов и среды магмообразования под Ключевской группой вулканов

Сравнительный признак	Северная группа	Южная группа
Контрастность пород по кремнезему (вес.%)	32,07	23,08
	22,20	17,00
Al_2O_3 , вес.%	12,8	170
	16,10	18,00
MgO , вес.%	13,7	7,8
	5,82	3,55
Fe_2O_3	0,87	2,16
FeO	1,81	1,08
	0,51	0,39
H_2O , вес.%	0,65	0,42
	Нет	11,7
Анортозиты и габбро-анортозиты, объемн.%	Нет	Нет
	90	45
Амфибол- и биотитсодержащие породы, объемн.%	50	20
	40	20
Рассланцованные породы среди сохранивших первичную текстуру, объемн.%	Нет	Нет

П р и м е ч а н и е. В числителе — породы субстрата (включения), в знаменателе — вулканиты

двупироксеновые ассоциации могут указывать лишь на некоторое приближение к условиям гранулитовой фации, однако типичных гранулитов среди включений тоже нет. Следовательно, уместны сопоставления лишь с породами амфиболитовой и частично гранулитовой фаций. По давлению для амфиболитовой фации большинство авторов сходятся на интервале 4—10 кбар, что соответствует глубине 12—35 км. По-видимому, это наиболее вероятный продуктивный интервал современного магмообразования изученных групп вулканов.

Возвращаясь к отдельной характеристике среды магмообразования под северной и южной группами, следует обратиться к табл. 15. На основании этих данных можно предполагать, что плотности и скорости продольных волн под северной группой вулканов будут несколько выше, чем под южной. Этому должны способствовать как несколько более высокая мафичность, так и относительно пониженная температура среды на севере. К числу других интересных признаков относится заметно меньшая однородность среды под вулканом Шивелуч: весьма существенно отличается контрастность пород субстрата и вулканитов по содержанию кремнезема и расщепленности ксенолитов. Возможно, эти признаки связаны с меньшей глубиной продуктивной зоны магмообразования на севере. Такому предположению способствуют и данные о большем водосодержании и окисленности магм Шивелуча—Харчинско-го—Заречного.

Выводы

1. Состав, структура и типы преобразования включений в расплаве являются дополнительным источником сведений о составе, структурном состоянии и термодинамических условиях зон магмообразования не только в глобальных структурах Земли и регионах, но и в отдельных вулканических центрах.

2. Используя данные о включениях в вулканитах, можно утверждать, что на крайнем северном фланге Курило-Камчатской зоны современное магмообразование совершается в обстановке относительно повышенной водонасыщенности, мафичности, плотности, структурной анизотропии среды и пониженной температуры.

Глава 11

МОДЕЛЬ КОРОВОГО МАГМООБРАЗОВАНИЯ

ПАРАГЕНЕЗИС ВКЛЮЧЕНИЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНИТОВ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО УНАСЛЕДОВАННОСТИ СОСТАВА РАСПЛАВОВ ОТ СОСТАВА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СУБСТРАТА

Выше отмечалось, что элементы парагенетического анализа в приложении к системе "включение—вулканит" прозвучали еще в первых работах по ксенолитам кимберлитов и щелочных базальтов. На более широком материале закономерность определенных ассоциаций включений и вулка-

Таблица 16

Средние химические составы включений и вулканитов Северной группы вулканов

Окислы	Включения					
	SiO ₂ 44%		SiO ₂ 45–52%		SiO ₂ 53–61%	
	n = 6	S ²	n = 26	S ²	n = 9	S ²
SiO ₂	41,84	2,98	48,43	4,33	56,53	6,32
TiO ₂	0,40	0,09	0,79	0,13	0,66	0,09
Al ₂ O ₃	9,14	84,97	13,62	26,94	12,98	32,97
Fe ₂ O ₃	4,72	20,45	4,52	2,11	3,01	2,84
FeO	7,44	11,77	4,93	1,42	3,79	1,46
CaO	7,35	0,01	10,48	12,22	7,06	6,55
MgO	26,49	413,0	11,99	24,30	10,11	66,03
MnO	0,26	60,45	0,18	0,004	0,16	0,006
Na ₂ O	1,18	1,13	2,69	1,26	3,38	2,07
K ₂ O	0,28	0,06	0,97	0,70	1,04	0,12
P ₂ O ₅	0,16	0,01	0,26	0,06	0,21	0,01
H ₂ O ⁻	0,21	—	0,28	0,30	0,14	0,01
H ₂ O ⁺	0,44	—	0,51	0,68	0,72	0,13
С у м м а	99,91	—	99,85	—	99,79	—

нитов впервые была показана автором на III Вулканологическом совещании в 1969 г. (Масуренков, 1969). Ниже это положение аргументируется более обширным фактическим материалом. Используется метод выявления коррелятивных связей между компонентами включений и вулканитов. Применение этого метода вытекает из гипотезы, рассматривающей всю совокупность включений ксеногенного облика как отторженцев среды магмообразования. При таком подходе должна выявиться зависимость содержания того или иного окисла в вулканитах от концентрации этого окисла в исходной породе — включениях. Методическая трудность состоит в том, что в обработку по необходимости включены все химические анализы ксенолитов, тогда как, согласно гипотезе, следовало бы произвести выборку лишь тех из них, которые обнаруживают какие-либо признаки взаимодействия с расплавом — метасоматическое преобразование или плавление. Среди описанных в литературе ксенолитов лишь немногие могут быть охарактеризованы подобного рода наблюдениями. Обработка всех ксенолитов, как это априори очевидно, способна лишь замаскировать вероятную корреляцию, так как среди них возможны и определенно присутствуют ксенолиты из самых верхних горизонтов коры или даже поверхностные, не отражающие состав среды магмообразования.

На каждом из приведенных графиков корреляции (рис. 43–45) нанесена прямая, отвечающая адекватности составов. Смысл ее состоит в том, 134

Вулканиты						
SiO ₂ 47–52%		SiO ₂ 52–56%		SiO ₂ 56–63%		SiO ₂ 63%
n = 12	n = 10	S ²	n = 28	S ²	n = 4	
49,32	53,73	1,27	59,88	3,09	66,92	
0,98	0,86	0,11	0,59	0,05	0,17	
14,26	17,27	2,24	16,67	0,85	14,70	
5,04	3,97	1,04	3,99	2,63	3,31	
5,26	3,93	0,38	1,89	2,25	0,86	
10,36	8,54	1,29	6,34	1,23	3,07	
9,13	5,76	2,67	4,05	0,74	3,15	
0,15	0,12	0,01	0,13	0,01	0,09	
2,81	3,49	0,53	4,11	0,30	3,22	
1,38	1,32	0,22	1,48	0,16	2,38	
0,32	0,29	0,01	0,24	0,01	0,22	
0,59	0,21	0,05	0,15	0,07	0,56	
0,54	0,24	0,02	0,58	0,74	2,50	
100,14	99,73	—	100,10	—	101,15	

что при полном плавлении без "привноса—выноса" точки должны размещаться вдоль этой прямой. Всякое отклонение роя точек от прямой означает либо обогащение (рой выше прямой), либо обеднение (рой ниже прямой) соответствующим компонентом расплава. Механизм обогащения — обеднения может осуществляться привносом—выносом при полном плавлении и неравномерным распределением компонентов между твердой и жидкой фазами при частичном плавлении. Наличие одного из этих механизмов можно предполагать в поведении кремнезема в процессе магмообразования.

Окись кремния в вулканитах и включениях в целом имеет сильную положительную корреляцию, что само по себе указывает на неслучайность ассоциаций вулканитов и включений (см. рис. 43). Для ультраосновного интервала с содержанием окиси кремния до 50% наблюдается некоторое вполне заметное снижение его концентрации при переходе от включений к расплавам. Это свидетельствует, во-первых, о том, что рассмотренные включения не могут быть сегрегациями или кристаллическими остатками после выплавки; во-вторых, что ультраосновная магма не может образоваться путем плавления таких пород. Скорее всего, этот случай следует трактовать как ассимиляцию высокотемпературной ультраосновной магмой более кислых вмещающих пород. Включения и вулканиты основного — среднего интервала (SiO₂ от 50 до 60%) образуют рой точек с 135

Таблица 17

Средние химические составы включений и вулканитов Южной группы вулканов

Оксиды	Включения					
	SiO ₂ < 44%		SiO ₂ 45–51%		SiO ₂ 52–63%	
	n = 5	n = 15	S ²	n = 12	S ²	
SiO ₂	42,48	48,58	3,31	56,82	11,62	
TiO ₂	0,35	0,57	0,10	0,72	0,06	
Al ₂ O ₃	21,28	16,77	16,15	15,73	13,71	
Fe ₂ O ₃		5,18	11,16	4,87	3,40	
FeO	8,74	3,76	2,74	3,23	1,11	
MnO	0,11	0,13	0,01	0,13	0,01	
MgO	12,09	8,22	13,20	5,56	25,94	
CaO	11,71	12,81	15,55	7,96	2,41	
Na ₂ O	1,68	2,51	0,83	3,50	0,76	
K ₂ O	0,35	0,60	0,12	1,29	0,17	
P ₂ O ₅	0,06	0,25	0,12	0,21	0,008	
H ₂ O ⁻	0,23	0,29	0,07	0,14	0,02	
H ₂ O ⁺	0,38	0,42	0,13	0,36	0,04	
Сумма	99,46	100,09	—	100,52	—	

центром тяжести, расположенным ниже линии адекватных составов. Следовательно, вулканиты в этом интервале более насыщены окисью кремния, чем включения. Можно предполагать, что если имеет место процесс полного плавления пород, аналогичных включениям, то для относительного избытка кремния в магме необходим его привнос. Среднекислая и кислая ассоциации включений и вулканитов образуют ряд точек, в котором отклонения в обе стороны от прямой равновероятны. Это значит, что в среднем плавление осуществляется при инертном поведении кремнезема.

На рис. 44 в логарифмическом масштабе нанесена концентрация окиси калия в вулканитах и включениях. Если положить в основу рассуждений описанную выше схему, то следует допустить, что плавление осуществляется без привноса калия для пород, содержащих не менее 2,0% K₂O, т.е. для кислых и среднекислых. В ультраосновном—основном интервале для плавления необходима добавка калия, и тем большая, чем меньше его в исходной породе. Поведение суммарного железа (рис. 45) и окиси магния свидетельствует об их инертности в предполагаемом механизме плавления.

Конкретный материал по парагенезисам включений и вулканитов содержится в продуктах извержения вулканов Шивелуч, с одной стороны, и Безымянный, Зимина и Удина (Камчатка), с другой.

Оксиды	Вулканиты							
	SiO ₂ 49–51%		SiO ₂ 51–55%		SiO ₂ 55–63%		SiO ₂ > 63%	
	n = 3	n = 14	S ²	n = 55	S ²	n = 7	S ²	
SiO ₂	50,47	53,11	0,89	58,98	3,71	64,42	1,22	
TiO ₂	1,31	0,77	0,24	0,71	0,05	0,46	0,05	
Al ₂ O ₃	18,42	17,91	2,03	17,85	1,26	17,32	1,13	
Fe ₂ O ₃	3,01	3,53	4,48	3,72	2,29	2,17	0,42	
FeO	6,93	4,48	1,77	3,09	1,38	2,15	0,83	
MnO	0,17	0,08	0,005	0,15	0,02	0,10	0,002	
MgO	5,55	5,69	2,32	3,12	0,73	1,75	0,77	
CaO	9,47	8,94	0,42	6,70	1,05	5,22	0,40	
Na ₂ O	3,35	3,00	0,23	3,53	0,27	4,03	0,22	
K ₂ O	1,34	1,21	0,31	1,43	0,26	1,66	0,24	
P ₂ O ₅	—	—	—	0,05	0,01	—	—	
H ₂ O ⁻	0,15	0,10	0,04	0,13	0,03	0,17	0,02	
H ₂ O ⁺	0,21	0,80	1,09	0,28	0,20	0,16	0,08	
Сумма	100,38	99,62	—	99,74	—	99,61	—	

В основу выводов положен следующий фактический материал: микроскопически изучено 223 включения (26 по литературным данным), 74 из них проанализированы химически (13 по литературным данным), использовано 54 химических анализа вулканитов северной группы и 79 — южной (в основном из "Петрохимии кайнозойской...", 1966).

Химические анализы включений и вулканитов разбиты на интервалы по содержанию окиси кремния. Для каждого интервала выведены средние значения (табл. 16, 17). На рис. 46 эти данные изображены в виде диаграммы Харкера. Для рассмотрения оставлены лишь статистически более представительные интервалы.

Следует обратить внимание на закономерные парагенетические соотношения включений и вулканитов соответственно для каждой группы вулканов. Включения Шивелуча обеднены окисью алюминия на всех интервалах кислотности, а включения южной группы вулканов, наоборот, характеризуются сравнительно высоким содержанием алюминия. Эта особенность отражается и в химизме вулканитов — более высокоглиноземистых для южной группы (рис. 46, а). Напротив, в поведении окиси магния выявляется противоположная закономерность — обогащение включений и вулканитов северной группы и обеднение — южной (рис. 46, б). Преобладание окиси кальция во включениях южной группы над включениями северной менее значительно, чем алюминия. Соответственно менее зна-

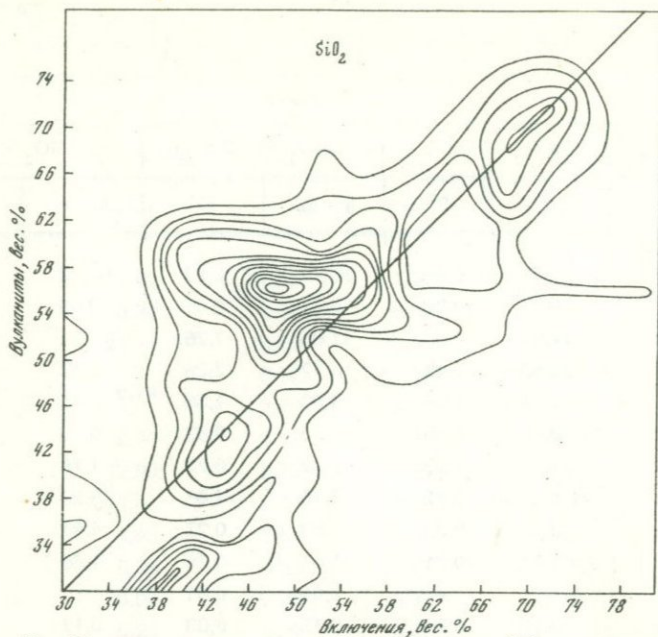


Рис. 43. Корреляция содержания окиси кремния (%) в вулканических породах и включениях

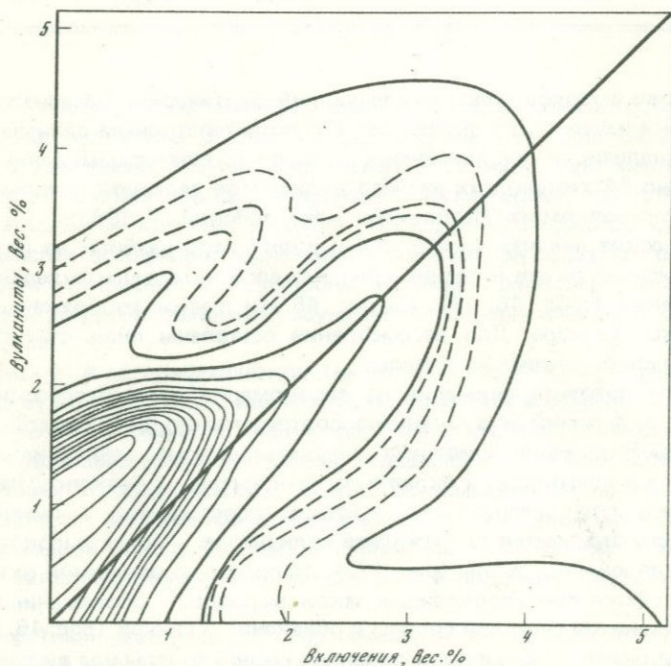


Рис. 44. Корреляция содержания окиси калия (%) в вулканических породах и включениях

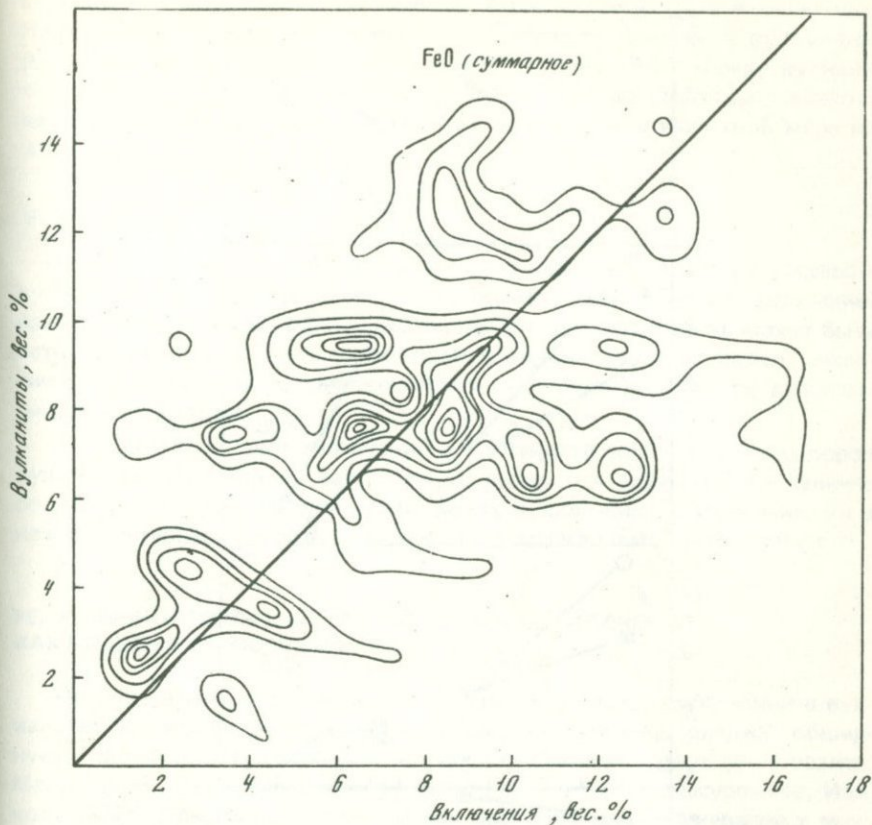


Рис. 45. Корреляция содержания суммарного железа (%) в вулканических породах и включениях

чительное, но достаточно стойкое преобладание окиси кальция фиксируется и в вулканитах (рис. 46, в). Окислы титана и железа распределяются таким образом, что делают родственность включений-вулканитов очевидной: в более основных интервалах железо и титан преобладают во включениях и вулканитах северной группы, в средних по кислотности интервалах картина меняется и ассоциации южной группы вулканов становятся более железистыми и титанистыми (см. рис. 46, г, д). Эти данные прямо указывают на поинтервальную родственность включений и вулканитов. И именно это дает нам основание говорить о парагенетической связи между включениями и соответствующими им по составу вулканитами. Эта связь подобна связи между жидкой и твердой фазами в каждой точке солидус-ликвидусного интервала. Рассматриваемый парагенезис является частью более универсальной закономерности, выведенной ранее и рассмотренной выше (Масуренков, 1972). Сущность ее состоит в детерминированности отношений между включениями и вулканитами: в качестве определяющего фактора выступает состав домагматического субстрата, фиксированный во включении, а следствием являет-

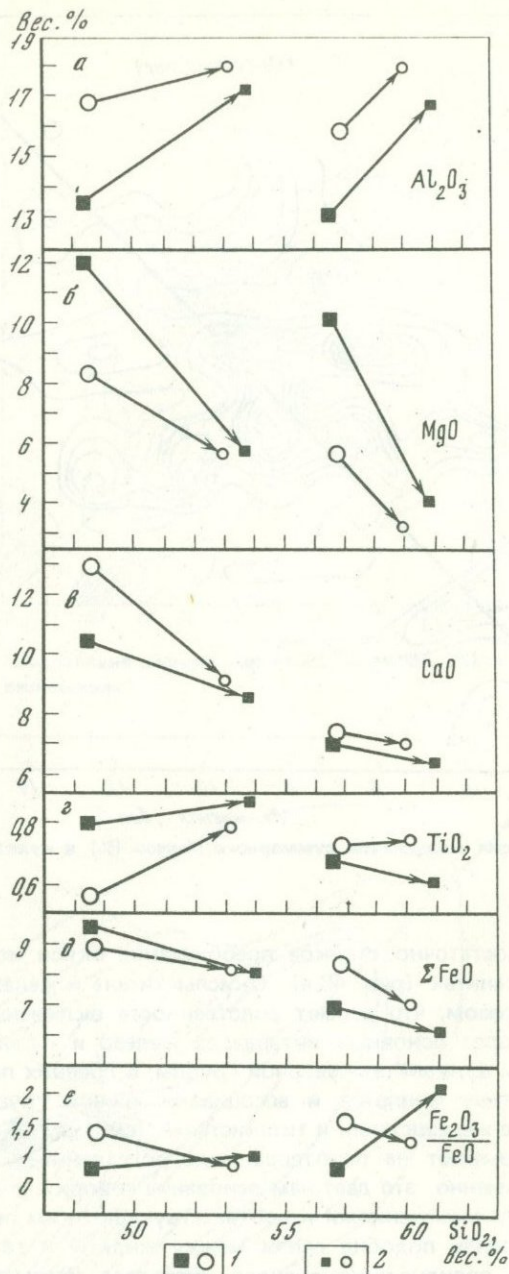


Рис. 46. Поинтервальная корреляция в содержании некоторых породообразующих окислов во включениях и вулканитах Шивелуча и Безымянного

1 — включения; 2 — вулканиты; Шивелуч — квадраты; Безымянный — кружки

ся состав выплавляемого из него расплава, закрепленный в вулканите. Наличие столь жесткой поинтервальной связи включений и вулканитов разрывает или в значительной степени ослабляет связь между вулканитами разной кислотности. Разнородные по составу расплавы лишаются единого источника и происхождению их придается в известной мере независимый характер.

ВЫВОДЫ

1. Установлена сильная положительная корреляция между составом вулканитов и содержащихся в них полнокристаллических включений изверженных и метаморфических пород. Эта закономерность может быть истолкована как свидетельство происхождения магм из пород, аналогичных включениям, и принадлежности последних к реликтам домагматического субстрата.

2. Сходство составов включений и вулканитов вдоль всего ряда пород вулканической серии от базальтов до липаритов указывает на наличие более сильной генетической связи между вулканитами и включениями в каждом интервале кислотности, чем между вулканитами в ряду серии.

РЕАКЦИОННО-РАСПЛАВНОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ КАК МОДЕЛЬ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

Автором изучены и описаны сотни кристаллических включений в вулканитах Курило-Камчатской зоны и Кавказа, которые содержат обширную информацию о механизме их преобразования в расплав (Ковалев, Масуренков, 1969; Масуренков, 1970; 1972₁, 1973; Масуренков, Иванов, 1977). Плавление и реакционное преобразование минералов в микрообъемах может быть представлено в виде модели магмообразования. Новый материал получен на вулкане Шивелуч. Здесь нами собрано около 500 включений в продуктах извержения 1964 г. Представлены они главным образом габброидными породами амфиболитовой фации, характеризующимися сланцеватой текстурой и метаморфическими структурами и минеральными парагенезисами. Переход их к вмещающим вулканитам иногда осуществляется через ряд промежуточных зон, содержащих стекло, реликтовые и вновь образованные минералы. Структура и минеральный состав этих зон или оторочек на ксенолитах аналогичны гомеогенным включениям. Выделены разные стадии преобразования ксенолита: от узкой оторочки на его поверхности или объемной переработки по системе трещин через гетерофазные включения с ксеногенным ядром до включения, обычно классифицируемого как гомеогенное.

Чаще всего подобный механизм взаимодействия расплава и ксенолита с образованием гетерофазного включения проявляется на затравках пироксенового, оливин-пироксенового или плагиоклаз-пироксенового состава. Реже в качестве активного реагента с расплавом выступают породы с амфибол-пироксен-плагиоклазовыми ассоциациями.

Особый интерес представляют породы со сланцеватой текстурой, в которых реакционное преобразование с плавлением развиваются по-

слоино: реакционное замещение преимущественно по меланосоме, а плавление — по лейкосоме (Менерт, 1971). В результате такая широко распространенная минеральная ассоциация, как ромбический пироксен, моноклинный пироксен, плагиоклаз и магнетит (варьируют лишь количества минералов в слоях), распадается на две: роговая обманка, плагиоклаз, магнетит и стекло (неосома) и роговая обманка, моноклинный пироксен, плагиоклаз и магнетит (палеосома). При относительно "сухих" условиях наиболее типичны следующие превращения: роговая обманка и плагиоклаз замещаются ассоциациями ромбического пироксена, плагиоклаза, магнетита и стекла (неосома) и роговой обманки, ромбического пироксена, плагиоклаза и магнетита (палеосома). Строго говоря, ассоциации, в которых не образуется стекло, не являются в полном смысле палеосомой, так как содержат новообразования. Однако в результате таких превращений порода становится настоящим "живым" мигматитом с слойным чередованием расплава и реакционно-реликтовых минералов.

Структура таких вновь образованных пород обладает рядом характерных признаков. Палеосома длительное время сохраняет типичные структуры метаморфических пород — лепидобластовые, микролепидогранобластовые, пойкилопорфиробластовые и др. Участки пород, претерпевшие частичное плавление и минеральные превращения, характеризуются разными типами структур в зависимости от степени плавления: структурно-минералогический облик таких участков формируется набором реликтовых, реакционных и автолитных минеральных фаз и стеклом. Естественно, что степень идиоморфизма возрастает от реликтовых к автолитным фазам. Последние образуют обычно погруженные в стекловатый базис микролиты, реже более крупные кристаллы. Реакционные минералы чаще ограничены в возможностях роста с какой-либо стороны (сторон) материнскими минералами и их агрегатами, поэтому образуют частично идиоморфные кристаллы. В целом из-за частого присутствия реликтовых фаз или стадийности в преобразовании включений образуются обычно порфиновые или серийно-порфиновые структуры с гиалиновой, гиалопилитовой и микролитовой структурой основной массы. Для последних стадий преобразования очень характерны "вязевые" или каркасные структуры, образуемые беспорядочно ориентированными в стекловатом мезостазисе шестоватыми кристаллами.

Состав минералов последовательно меняется при переходе от полнокристаллического включения через оторочку к вмещающему вулканиту. При этом минералы так называемых гомеогенных включений оказываются идентичными или близкими по свойствам минералам оторочек. Это указывает на обмен веществом между ксенолитом и расплавом и на гибридное происхождение гомеогенных включений. Однако лучшее представление о вещественном обмене между включением и расплавом дают примеры химического анализа ксенолитов, оторочек и вулканитов (табл. 18). Они прекрасно иллюстрируют промежуточность состава оторочек, последовательно меняющихся под влиянием тепла и реакций с расплавом. Особо следует подчеркнуть то обстоятельство, что химический состав оторочки предопределяется составом ксенолита: вокруг высокомагнезиальных ксенолитов формируются высокомагнезиальные оторочки

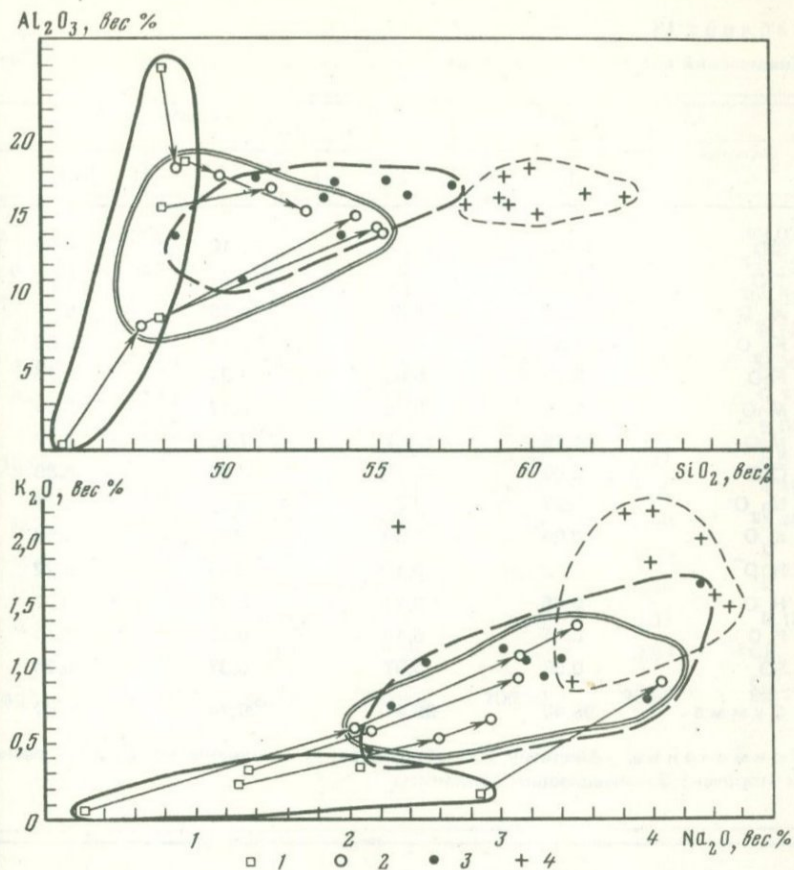


Рис. 47. Изменения в содержании некоторых окислов при преобразовании ксенолитов в вулканиты

1 — ксенолиты; 2 — реакционные оторочки на ксенолитах; 3 — так называемые "гомеогенные включения"; 4 — вулканиты

ки, высокоглиноземистые ксенолиты определяют высокую концентрацию алюминия в оторочке и т.д. Это иллюстрирует рис. 47, построенный на более обширном материале, чем данные табл. 18.

Большой разброс в содержании алюминия в ксенолитах при переходе к оторочкам значительно сокращается. При этом в них еще сохраняется индивидуальный облик исходного состава ксенолита. В вулканите происходит еще большее сокращение интервала алюминиевости: индивидуальность исходного субстрата сильно подавляется, но полностью не исчезает. На графиках приведены данные и о составе гомеогенных включений. Они занимают промежуточное положение между вулканитами и оторочками, значительно перекрывая поле последних. Как и оторочки, гомеогенные включения характеризуются сравнительно большим разбросом в содержании алюминия. В этом отражается индивидуальная при-

Окислы	обр. 151/72			
	1	2'	2''	3
SiO ₂	44,60	47,30	55,16	58,96
TiO ₂	0,04	1,23	0,81	0,65
Al ₂ O ₃	0,18	8,09	14,14	16,32
Fe ₂ O ₃	1,64	4,18	2,86	2,63
FeO	6,75	5,66	4,31	2,75
MnO	0,14	0,16	0,17	0,14
MgO	44,45	17,97	7,68	4,17
CaO	0,00	10,75	8,86	6,88
Na ₂ O	0,27	2,07	3,12	4,41
K ₂ O	0,06	0,60	1,08	1,46
H ₂ O ⁻	0,35	0,16	0,18	0,22
H ₂ O ⁺	0,15	0,74	0,68	0,67
P ₂ O ₅	0,17	0,13	0,22	0,14
SO ₃	0,58	0,37	0,37	0,24
Сумма	99,48	99,41	99,74	99,67

Примечание. Аналитик Г.Ф. Некрасова; 1 — ксенолиты; 2', 2'' — разные зоны оторочек; 3 — вмещающие вулканы

рода исходных ксенолитов, частично или полностью замещенных включениями.

По щелочам наблюдается сходная картина: с одной стороны, сохранение индивидуальной щелочности оторочкой в зависимости от материнского состава, с другой — приближение к щелочности вулканита. Гомеогенные включения по щелочности аналогичны оторочкам. Аналогичные наблюдения для любой другой пары окислов приводят к тому же выводу о близости или полной аналогии между гомеогенными включениями и расплавно-реакционными зонами на ксенолитах.

Таким образом, приведенный фактический материал однозначно свидетельствует об активном взаимодействии включений и расплава. Следствием этого взаимодействия является возникновение промежуточных по химизму и минералогическому составу, фазовому и структурному состоянию систем. Они занимают пограничное между ксенолитом и расплавом положение или развиваются по слоистости и трещиноватости ксенолитов. Системы эти не имеют постоянного состава и свойств и в зависимости от масштаба взаимодействия приближаются либо к ксенолиту, либо к расплаву (вулканиту). Гомеогенные включения обладают

	обр. 48/72				обр. 60/72—61/72		
	1	2'	2''	3	1	2'	3
	48,66	49,83	52,62	59,25	47,94	51,32	58,02
	0,60	0,21	0,91	0,69	0,63	0,65	0,70
	18,87	18,03	15,62	15,97	15,99	16,84	16,09
	2,16	3,30	2,87	4,47	5,27	6,94	3,72
	3,33	3,02	4,42	3,16	4,24	2,32	3,30
	0,08	0,11	0,14	0,11	0,33	0,19	0,11
	5,16	8,46	7,78	3,52	5,34	5,33	5,04
	18,65	13,19	10,16	6,09	16,74	9,37	6,51
	1,26	2,60	2,93	4,32	2,86	4,05	4,48
	0,24	0,52	0,66	1,84	0,19	0,90	1,40
	0,20	0,00	0,32	0,66	0,47	0,20	0,22
	0,43	0,00	0,32	0,66	0,47	0,66	0,22
	0,14	0,06	0,40	—	0,30	0,33	0,18
	—	0,08	0,57	0,02	—	0,87	Сл.
	99,78	99,92	99,72	99,90	100,30	99,97	99,77

всем набором признаков, характерных для таких переходных от ксенолита к расплаву систем. Иногда в центре гомеогенного включения обнаруживается реликтовый ксенолит, а реликтовые фазы в каркасных узлах реакционно-автолитных минералов гомеогенных включений — явление обычное. Все это свидетельствует о гибридной унаследованной природе гомеогенных включений изученной нами ассоциации и позволяет рассматривать их совместно с расплавно-реакционными оторочками ксенолитов как один из реальных путей магмообразования. Разумеется, масштаб этого процесса в общем балансе вещества при вулканизме, по-видимому, невелик. Об этом свидетельствует как сравнительная редкость и маломощность расплавно-реакционных оторочек, так и ограниченность включений в общем объеме вулканитов. Однако петрографо-геохимические черты процесса, прослеженные на микроуровне, четко реализуются в макро- и мегамасштабах, т.е. в облике вулканитов отдельных вулканов и их групп (см. раздел: Парагенезис включений и вмещающих вулканитов...). Это заставляет видеть в выявленных чертах элементы общих закономерностей образования расплавов из кристаллических пород.

Необходимо признать наличие прямой детерминированной связи между включениями и вулканитами. Интерпретация этой связи должна исходить из направленности от полнокристаллических пород, подобных включениям, к расплавам (вулканитам). Обратная связь абсурдна. Следовательно, возможность интерпретации связи "включение—вулканит" сужается до следующих крайних вариантов.

1. Вулканиты соответствуют легкоплавкой фракции, включения — тугоплавким кристаллическим остаткам. Домагматический субстрат представлял собой некую сумму этих частей.

2. Вулканиты являются суммой плавленного вещества субстрата и некой добавки в виде флюида или расплава. Включения в среднем соответствуют домагматическому субстрату.

Оба варианта обеспечивают получение информации о среде магмообразования как по включениям, так и по вулканитам и объясняют все выявленные факты. Природный процесс реализуется, по-видимому, как сочетание указанных крайних случаев. Такое предположение представляется наиболее близким к истине, так как среди разнообразного набора включений существуют примеры обоих вариантов и любых их комбинаций. Трудность задачи состоит не столько в доказательстве этого положения, сколько в обосновании количественной роли этих процессов в каждом конкретном случае и во всей совокупности вулканитов в целом. В общем же можно говорить о некотором смещении среднего состава включений относительно исходного субстрата в направлении к тугоплавкому остатку и обогащении вулканитов легкоплавкими компонентами.

Наглядной иллюстрацией реальности такого процесса может служить окисно-закисное отношение во включениях и вулканитах (см. рис. 46). Включения южной группы заметно более окислены, чем северной, по всем интервалам кислотности. Вулканиты, наоборот, свидетельствуют о более высоком парциальном давлении кислорода в ходе магмообразования под северной группой вулканов. Следовательно, газовый режим не наследуется от кристаллического субстрата, а формируется в процессе его плавления сторонними компонентами. Аналогичное заключение напрашивается при анализе распределения воды и щелочей, т.е. наиболее легкоподвижных компонентов. По ним невозможно сделать какое-либо заключение о наследовании расплавом особенностей субстрата, так как несомненное движение их в процессе плавления выходило за рамки системы, затухевшая тем самым все локальные особенности. Это в виде четкой тенденции содержится уже на уровне взаимодействия включения с расплавом. Как показано выше, по степени расплавно-реакционного преобразования изученные породы образуют такой ряд: ксенолит—оторочка — гомеогенное включение—вулканит. Уровень колебания в содержании окиси алюминия в ксенолитах близок к 100%, в вулканите он составляет всего 10%. По этому показателю происходит очень медленное выравнивание между ксенолитом и вулканитом: в оторочке он составляет 40, во включении — 20%. Содержание щелочей в ксенолитах колеблется в пределах 70—80%, в вулканитах 30—40%. Выравнивание с вулканитами наступает уже в оторочке. Следствием этого является значитель-

ное перекрытие площадей рассеяния точек для вулканитов, включений и оторочек на графике (см. рис. 47).

Таким образом, приведенный материал по механизму преобразования ксенолитов в реликтолиты, известные под названием гомеогенных включений, и данные по прямому плавлению ксенолитов показывают реальное направление и способ магмообразования. Начавшись реакционно-метасоматическим преобразованием и плавлением субстрата на больших глубинах, оно продолжается по всему стволу скважины-канала в виде усвоения отторженцев глубинного субстрата и стенок канала.

ВЫВОДЫ

1. Последовательные стадии преобразования полнокристаллических ксенолитов в расплав сопровождаются реакционно-метасоматическими и структурными превращениями, в ходе которых порода приобретает облик сначала гомеогенного включения, затем обычного вулканита.

2. Механизм реакционно-расплавных преобразований включений может быть использован в качестве модели магмообразования, осуществляющегося плавлением кристаллического субстрата с привнесением некоторых компонентов.

ДЕЗИНТЕГРАЦИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД В РАСПЛАВЕ

В петрографической литературе, посвященной вулканитам, часто описываются минеральные скопления в виде сростков двух или нескольких минералов, именуемые гламеропорфиrowыми сростками или гламеропорфиrowыми скоплениями. Обычно их принято считать сегрегациями автолитов, хотя сколько-нибудь убедительных доказательств этой точки зрения не приводится. Вообще же следует подчеркнуть, что объект этот практически не привлекает внимания петрографов, по-видимому, вследствие своих крайне незначительных размеров и отсутствия видимых связей с глобальными проблемами.

В вулканических породах вулкана Малый Семячик мною рассмотрено более 700 так называемых гламеропорфиrowых сростков. При систематическом их обследовании были сделаны некоторые допущения: 1. К микровключениям относились сростки двух и более кристаллов площадью не менее $0,005 \text{ мм}^2$ для микропорфиrowых пород. Для средне- и крупнопорфиrowых пород этот порог мог быть несколько поднят. При этом по возможности соблюдалось условие надежного отличия вкрапленников и их сростков от микролитов и сростков последних. 2. Микровключения были разделены на две структурные разновидности. Первая, характеризующаяся плотнейшей упаковкой кристаллов и структурами типа аллотриоморфнозернистой, габбро-диабазовой, диабазовой, пойкилоофитовой, отнесена к микроксенолитам. Вторая разновидность образует рыхлые скопления в виде каркасов и характеризуется интерсертальной и толеитовой структурами с более или менее хорошо выраженным идиоморфизмом кристаллов и стеклом в интерстициях. Такие сростки названы микрореликтолитами.

Наблюдения в шлифах дали подобные основания. Во-первых, среди микровкрапленников, отнесенных к микроксенолитам, можно часто наблюдать, помимо вышеприведенных, метаморфогенные структуры: пойкилобластовые, фибробластовые, нематобластовые. Во-вторых, минералы, их слагающие, иногда обнаруживают явные следы катаклаза. В-третьих, в этой разновидности микровключений очень часты признаки их взаимодействия с расплавом: плавление, реакционные соотношения минералов. Микровключения с каркасными структурами слагаются минералами свежего облика, лишь иногда в центре таких включений обнаруживаются корродированные или реакционно-замещаемые минералы.

Были выполнены количественно-минералогические подсчеты микровключений (736 штук) и вкрапленников (115 шлифов). Они были сгруппированы по возрастным и петрографическим комплексам, отражающим эволюцию вещества от нижне-среднечетвертичных образований из фундамента вулкана Малый Семячик до голоценовых, относящихся к постройке самого вулкана (табл. 19).

Для познания природы выделенных двух структурных разновидностей микровключений следует обратиться к графическому выражению количественных соотношений минералов в них и во вкрапленниках (рис. 48). Все точки образуют три группы, вытянутые вдоль луча, исходящего из плагиоклазовой вершины треугольника в сторону оливин-пироксен-магнетитового основания. Геометрические центры групп расположены на (или вблизи) этом луче. Это указывает на то, что среднее соотношение между оливином, с одной стороны, и пироксеном и магнетитом, — с другой, в группах сохраняется постоянным и равно примерно 1:9. Следовательно, основным фактором изменчивости количественно-минералогического состава являются плагиоклазы. Исключение из этого правила представляют лишь микроксенолиты базальтов вулкана Стены и микрореликтолиты андезитов Кайно-Семячика. Вдоль прямой, на которой расположены группы различных минеральных ассоциаций, происходит закономерная смена их разновидностей: от плагиоклаз-пироксен-оливиновых микроксенолитов к почти чистым плагиоклазовым вкрапленникам через переходные разности микрореликтолитов.

О чем же свидетельствует выявленная закономерность, как ее следует интерпретировать? Для ответа на эти вопросы необходимо вновь обратиться к графику (см. рис. 48). На нем нанесены характерные линии и точки фазовой диаграммы диопсид-форстерит-анортит. Разумеется, указанная трехкомпонентная система не адекватна рассматриваемым нами системам, но из всех изученных экспериментально систем она является наибольшим приближением к рассматриваемому случаю. Прямая, на которой расположены группы точек, проходит через тройную эвтектику оливин-пироксен-анортит. Ближайшее положение к тройной эвтектике занимают только точки составов микроксенолитов, т.е. их составы наибольшим образом соответствуют условиям одновременной кристаллизации пироксена, оливина и плагиоклаза. Переход к следующей группе, представленной микроксенолитами и микрореликтолитами, означает подъем по поверхности ликвидуса от сравнительно низких температур ($\sim 1300^\circ\text{C}$) к температурам достаточно высоким ($\sim 1450^\circ\text{C}$). В этой об-

Px-Mt

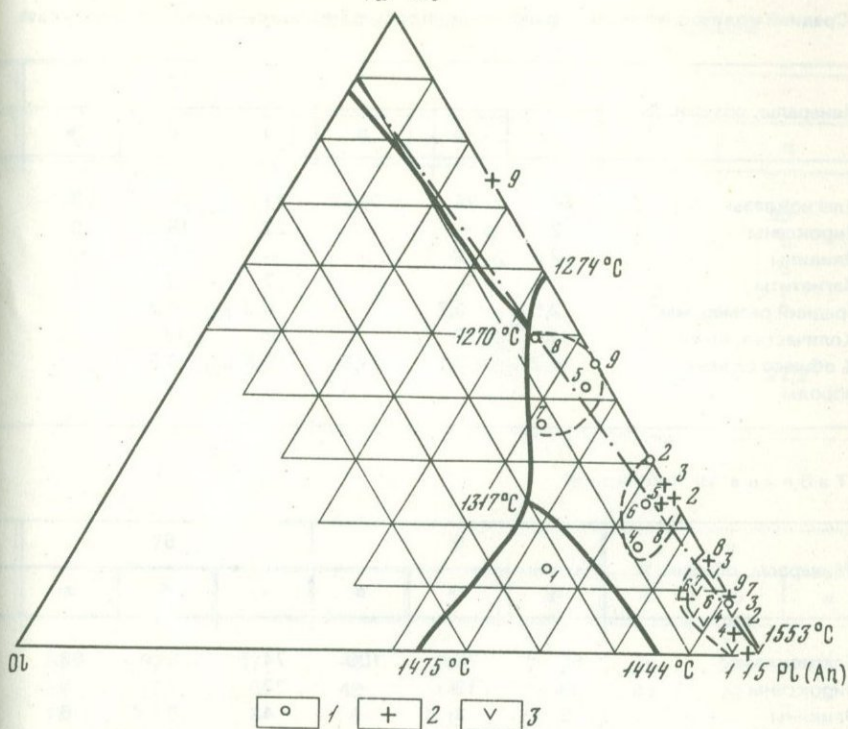


Рис. 48. Минеральный состав микровключений и вкрапленников в вулканитах Малого Семьячика

1 — микросенолиты; 2 — микрореликтолиты; 3 — вкрапленники. Цифры соответствуют номеру комплекса в табл. 19

ласти мог кристаллизоваться только анортит, а оливин и пироксен неустойчивы. Продвижение к анортитовой вершине треугольника означает подъем в еще более высокотемпературную область (~1510°C), запретную для кристаллов оливина-диопсида. Нахождение же во второй и третьей группах микровключений с оливином и пироксеном и вкрапленников соответствующего состава прямо указывает на их неравновесность с расплавом в этих условиях. Поэтому темные минералы не могут быть продуктом непосредственной кристаллизации содержащего их расплава, как плагиоклазы, а связаны, по-видимому, с тем периодом, когда система находилась в точке тройной эвтектики. На этот вывод наталкивает приблизительное равенство отношений между оливином и пироксеном во всех группах минеральных ассоциаций.

Следующий момент, который необходимо уяснить, состоит во временной последовательности образования микросенолитов, микрореликтолитов и вкрапленников. Совершенно очевидно, что, прежде чем достигнуть плотнейшей упаковки, где нет места стекловатым остаткам, система должна была пройти стадию совместного существования кристаллов и расплава. Поэтому очевидно и то, что для автолитных кристаллических

Таблица 19

Средний количественно-минералогический состав микроксенолитов, микрорелик

Минералы, объемн. %	1			2		
	а	б	в	а	б	в
Плагиоклазы	66	98	96	71	76	93
Пироксены	12	—	—	22	18	6
Оливины	22	2	4	—	>1	—
Магнетиты	—	—	—	7	6	1
Средний размер, мм ²	2,5	0,7	—	0,3	0,2	—
Количество, штук	57	7	—	25	47	—
% общего объема породы	14,2	>0,1	21,8	0,6	0,8	7,3

Таблица 19 (окончание)

Минералы, объемн. %	5			6		
	а	б	в	а	б	в
Плагиоклазы	56	76	100	74	86	89
Пироксены	35	19	—	22	7	5
Оливины	5	3	—	4	6	6
Магнетиты	6	4	—	—	1	—
Средний размер, мм ²	0,7	0,3	—	0,9	0,6	—
Количество, штук	49	48	—	30	55	—
% общего объема породы	3,8	2,0	6,2	3,8	3,1	23,7

Примечание. 1 — базальты вулкана Стена (Q_{1-2}); 2 — игнимбриты основания вулкана Малый Семячик (Q_2); 3 — агломераты основания вулкана Малый Семячик (Q_3); 4 — базальты Палео-Семячика (Q_4^1); 5 — андезиты и дациты Палео-Семячика (Q_4^{1-2}); 6 — базальты Мезо-Семячика (Q_4^2); 7 — андезиты Мезо-Семячика

фаз мы должны принять следующую последовательность формирования ассоциаций: вкрапленники, каркасные структуры, структуры с плотнейшей упаковкой — достижение системой солидуса, что и наступает ниже эвтектики.

В том случае, когда мы наблюдаем совместное нахождение этих трех типов ассоциаций, мы должны признать, что наиболее ранними кристаллическими фазами являются минералы микроксенолитов, следующими по времени образования должны быть каркасные сростки, а отдельные вкрапленники — это продукт самой поздней кристаллизации. Если признать за рассмотренными ассоциациями автолитную природу, то мы должны будем признать и развитие системы от эвтектического состояния

толитов и вкрапленников вулканических пород вулкана Малый Семячик

	3			4		
	а	б	в	а	б	в
	87	75	88	76	96	90
	6	22	12	16	2	5
	6*	—	—	9	2	5
	1	3	—	—	—	>1
	0,3	0,1	—	0,5	0,5	—
	13	23	—	58	37	—
	0,2	0,2	2,2	2,8	2,9	27,2

	7			8			9		
	а	б	в	а	б	в	а	б	в
	53	92	87	46	86	77	56	27	91
	33	6	6	48	14	19	41	70	3
	12	>1	5	6	>1	3	—	—	—
	2	2	2	>1	>1	1	3	3	6
	1,3	0,4	—	0,4	0,5	—	0,4	0,1	—
	15	32	—	30	71	—	6	79	—
	4,4	2,2	6,6	1,6	4,8	24,8	>0,1	0,8	1,3

(Q_4^2); 8 — андезито-базальты шлаковых конусов (Q_4^3); 9 — андезиты Кайно-Семячика (Q_4^4); а — микроксенолиты, б — микрореликты, в — вкрапленники, * — кварц

вверх по поверхности ликвидуса. Это очевидный абсурд. Следовательно, объяснение наблюдаемым фактам необходимо искать в признании за сростками неавтолитной природы. Их нахождение в этой магме отрицается ее состоянием, соответствующим кристаллизации плагиоклазовых вкрапленников. Таким образом, все указывает на ксеногенную природу микровключений со структурами плутонических пород. Каркасные микровключения, занимающие промежуточное между вкрапленниками и ксенолитами положение, являют собой пример дальнейшей дезинтеграции захваченных кристаллических пород и их реакционной переработки. Об этом свидетельствуют также закономерно уменьшающиеся сравнительно с микроксенолитами их средние размеры (табл. 19).

Таким образом, завершая обзор по так называемым гломеропорфировым сросткам, необходимо признать, что фактические данные значительно усложняют представления об их автолитной природе. Доказано, что по структурным признакам, количественному и качественному составу минералов и размерам они образуют две ассоциации. Одна отвечает эвтектическому составу и неустойчива в системе, находящейся в субликвидусных условиях. Поэтому она обнаруживает все признаки инконгруэнтного и конгруэнтного плавления (природная система сложнее рассмотренной). Вторая ассоциация частично относится к продуктам кристаллизации расплава, но образуется при явном участии ксенофаз как результат их инконгруэнтного плавления. Поэтому первая ассоциация названа микроксенолитами, вторая микрореликтолитами. Дезинтеграция ксенолитов на микроуровне приводит к обогащению кристаллических фаз расплава новыми минеральными образованиями, "засоряющими" автолиты вкрапленников.

Выводы

1. Среди гломеропорфировых сростков вулканических пород обнаружены две структурно-минералогические разновидности — микроксенолиты и микрореклитолиты.
2. Состав и структурное состояние микровключений и вкрапленников вулкаников свидетельствуют о восходящем развитии системы, в которой кристаллические фазы включений неустойчивы.
3. Преобразование микроксенолитов в микрореликтолиты и распад последних являются примером дезинтеграции и окончательного превращения кристаллической породы в гетерогенную магму.

А также МТ в скоплениях.

А также в фазе. Вспом.

А. Г. Я.

ВУЛКАНИЗМ – ИНДИКАТОР ЭНДОГЕННОГО РЕЖИМА

Глава 12

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

СТАДИЙНОСТЬ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНОВ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ

В каждой морфологической классификации вулканов выделяются типы построек, которые соответствуют разным этапам развития вулкана или вулканического центра.

Одну из наиболее ранних попыток создать единую схему последовательного развития вулкана представляет собой генетическая система вулканических форм Шнейдера (цитирую по Ритману, 1964): 1) лавовый покров, 2) щитовой вулкан, 3) выжатый купол, 4) выдавленный купол, 5) преимущественно лавовый стратовулкан, 6) преимущественно пирокластический стратовулкан, 7) кольцевой вал и 8) маар. Крайняя искусственность ее очевидна в свете современных данных — действительная последовательность образования вулканических форм может как угодно сильно отличаться от этого ряда.

Последующие вулканологические исследования, вовлекая в арсенал науки новые наблюдения, все в большей мере приближали систему разрозненных фактов к современным представлениям о наиболее общих закономерностях развития вулканических форм.

Например, Е.К. Мархининым выделяются следующие типы вулканов: 1) правильные одиночные конусы, 2) вулканы типа Сомма-Везувий, 3) неправильные вулканические массивы, 4) кальдера-вулканы, 5) вулканы в вулканических хребтах (Мархинин, 1967).

В известной мере эта типизация отражает и стадийность развития, так как каждый последующий тип рассматривается как относительно более сложная и зрелая форма. Стадийность развития системы вулкан-очаг рассмотрена Е.К. Мархининым в связи с проблемой кальдерообразования. На новом фактическом материале им обсуждаются идеи Фербика, Ван-Беммелена и Вильямса о блоковом проседании фундамента вулкана в магматическую камеру, выработанную ассимиляцией. Этот процесс связывается с деятельностью одного длительно существующего вулкана. Его развитие, по существу, растягивается на весь геологический разрез Курильских островов, т.е. на 83 млн. лет. Несколько иной подход содержится в работах В.И. Федорченко (1969) и В.И. Федорченко и В.Н. Шилова (1971). Стадия элементарной постройки, по их

мнению, продолжается сравнительно недолго. Средней стадии формирования "кустовых" вулканов, представляющих собой тесно слившиеся элементарные постройки, напротив, отвечает интервал времени от раннего плейстоцена до голоцена, т.е. около 1 млн. лет. Здесь содержится очень важное признание эфемерности элементарной вулканической постройки, относительной длительности формирования отдельных сгущений таких построек и закономерностей появления в результате этого кальдерных комплексов. По существу, основные морфологические признаки, необходимые для формирования идеи о длительно и устойчиво существующий вулканических центрах, здесь уже соединились воедино.

В более или менее завершенном виде представления об этапности развития таких центров впервые изложены нами (Масуренков и др., 1968). Детально описаны также строение и эволюция некоторых центров (Масуренков, 1961₂; Масуренков, Комкова, 1978). Сейчас представляется возможным дополнить схему развития подобных центров некоторыми существенными деталями. Опыт изучения их на примере Кавказа и Камчатки показывает, что в некоторых случаях историю развития вулканических центров следует начинать не с возникновения отдельных стратовулканов, а со стадий ареального вулканизма. Свидетельством последнего являются так называемые плато-лавы, лежащие в основании последующих закономерных ассоциаций стратовулканов и кальдерных комплексов. Плато-лавы представляют собой хорошо стратифицированные толщи вулканогенных образований с преимущественно эффузивной составляющей. Попытки реконструкции вулканических аппаратов в них приводят к признанию ареальной формы извержений как главного механизма накопления этих толщ. Лишь в ходе дальнейшего развития вулканизма происходит постепенная смена одноактных рассредоточенных извержений эксплозиями и излияниями сначала через мелкие, а затем через все более крупные и убывающие в числе стратовулканы. В скоплении таких стратовулканов глубинное вещество и энергия находят наиболее устойчивую и локализованную форму самовыражения. В вулканических центрах сложного полициклического развития возможна неоднократная смена ареального вулканизма центральным.

Одним из интереснейших примеров возникновения вулканического центра в ареальной форме вулканизма, по-видимому, может служить Толбачинский дол (Ключевская группа вулканов, Камчатка).

Распределение извержений во времени и пространстве (постепенная концентрация к центру структуры), купольный характер современной структуры и внутреннее строение — подобны ранней стадии таких кольцевых структур, как Налачевская, Карымская и Семячичская. Эта аналогия позволяет предполагать дальнейшее развитие Толбачинского центра по известной схеме: устойчивая локализация вулканических аппаратов, постепенный переход их к форме полигенного стратовулкана, появление андезитов и дацитов среди продуктов извержения.

Стадия стратовулкана должна быть разделена на два этапа: быстрый рост вулканического конуса до достижения им предела первого рода (мегавулкан) и медленная эволюция, сопряженная с обязательным из-

менением вещественного состава вулканитов, до предела второго рода или абсолютного предела (супервулкан). Двухэтапность развития стратовулкана, впервые отмеченная И.В. Мелекесцевым (Мелекесцев и др., 1970), не обязательно завершается достижением абсолютного предела. По-видимому, часть вулканов может прекратить существование, так и не достигнув предельно возможной для данных структурных условий высоты (см. разделы: Супервулканы — абсолютные предельные системы и Мегавулканы — предельные вулканы первого рода).

Вулканический центр — это совокупность стратовулканов, объединяемых единством локализованного в пространстве генерирующего магму потока вещества и энергии и структурным выражением последнего на поверхности — куполом. Изометричное поднятие — начальная стадия структурного воплощения вулканического центра. Формирование периферического очага или системы таких очагов-интрузий под стратовулканами в центре купола приводит к кальдерным обрушениям или сводовым депрессиям. Их появление означает переход вулканического центра в зрелую стадию. Продолжение вулканизма внутри таких кальдер или депрессий связано с продолжением куполообразования и возможностью новых этапов сводовых проседаний. Впервые возрождение кальдер внутрикальдерными купольными поднятиями описали Смит и Бейли (Smith, Bailey, 1962). Последовательное телескопированное вложение друг в друга купольно-кальдерных форм завершается полным вырождением вулканизма и структурообразования.

Реальные вулканические центры, послужившие исходным материалом для выработки обобщенной схемы их развития, много сложнее и разнообразнее. Каждая из них обладает такими индивидуальными особенностями, которые делают их неповторимыми. Это плоская чаша Нижнечегемского района, одна из глубочайших в мире Верхнечегемская депрессия, Эльбрусский свод, многократно телескопированная рудогенерирующая Налачевская структура, эксцентричная Карымская и др. И все же в жизни каждого вулканического центра в той или иной мере отразились черты единой закономерности, общая картина которой показана выше.

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНОВ, ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ И СТАНОВЛЕНИЯ ИНТРУЗИЙ

Развертывание магматического процесса во времени непосредственно вытекает из самой природы магматизма как события геологического и термодинамического, поэтому все попытки проникнуть в сущность процесса не эффективны без знания времени его протекания. Появление методов абсолютной геохронологии значительно приближает нас к цели. Уже сейчас накоплен огромный фактический материал по датированию конкретных магматических событий. Но в погоне за глобальностью и всеохватностью до сих пор не получена исчерпывающая картина развития по координате времени хотя бы одного вулкана. Не лучше обстоит дело с датированием конкретных структурообразующих процессов, субвулканического, гипабиссального и абиссального магматизма. Сегодня более или менее хорошо известно время образования той или

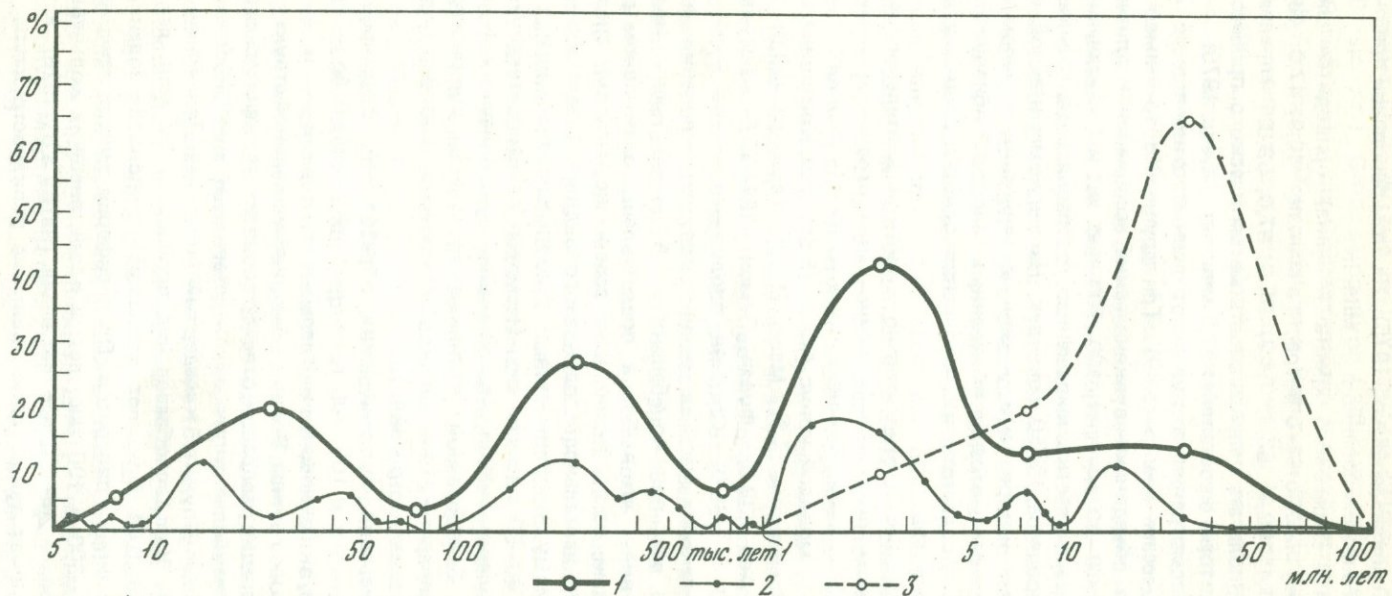
иной конкретной фазы магматизма, чего нельзя сказать о длительности фаз и процессов в целом. Это обстоятельство снова вынуждает прибегать к широко используемому здесь методу модельных построений на основе разрозненных наблюдений.

Из многочисленных литературных источников по абсолютному датированию, относящихся к 1970—1976 гг., была сделана выборка дат, характеризующих длительность магматических процессов. Это даты начала, конца вулканизма и отдельных его этапов для одного вулкана или вполне определенной локальной структуры, сопоставимой по размерам с купольно-кольцевой вулканоструктурой (не более 200 км в поперечнике). Для интрузий использовались даты, относящиеся к данному конкретному плутону, его фациям и фазам или к группе генетически и пространственно близких интрузивных тел. Разница максимальных и минимальных дат при отсутствии явных ошибок измерения и в соответствии с интерпретацией авторов условно принималась за длительность формирования интрузий. Длительность вулканических процессов оценивалась аналогичным образом.

Для вулканитов построены две кривые: в масштабах с интервалами соответственно через 4—5 и 1 единицу логарифмической шкалы, помноженными на 1, 10, 10^2 , 10^3 и т.д. тысяч лет. Для интрузий составлена одна кривая с интервалами $(1-5) \cdot 10^3$, $(5-10) \cdot 10^3$, $(1-5) \cdot 10^4$, $(5-10) \cdot 10^4$ тысяч лет (рис. 49). Она одновышинна: 64 интрузии из 105 формировались с длительностью от 10 до 50 млн. лет. Следует подчеркнуть, что в выборке были оставлены только сравнительно молодые интрузии, ошибка измерения абсолютного возраста которых не превышает 30% интервала формирования. Для всей выборки длительность образования интрузий меняется от 1 до 78 млн. лет. Средняя продолжительность становления плутонов составляет 20 млн. лет. Имеющийся материал позволяет выделить интрузии, именуемые авторами батолитами, и малые гипабиссальные интрузии. Длительность формирования первых составляет в среднем 27 млн. лет, вторых — 6 млн. лет. Полученные результаты хорошо совпадают с оценками В.Н. Котляра (1964). Время формирования глубинных интрузий определялось им в 30 млн. лет, приповерхностных вулканогенно-интрузивных комплексов в 3—4 млн. лет. Рассмотрим некоторые примеры.

Батолит Айдахо сложен преимущественно кварцевыми монцонитами, гранодиоритами и тоналитами, которые по времени образования разбиваются на три фазы (из Баддингтона, 1963). Длительность первой 41 млн. лет (156—115 млн. лет), второй — 28 млн. лет (77—49 млн. лет), третьей — 6 млн. лет (44—38 млн. лет). Перерыв между первой и второй фазами продолжительностью 38 млн. лет, сопоставимый с длительностью фаз, не позволяет с достаточной надежностью объединять эти фазы в единый магматический процесс. Поэтому первая фаза в нашей выборке принимается за самостоятельный завершённый интерес интродуирования, а вторая и третья объединяются воедино вследствие их временной сопряженности.

Для батолита Пенинсьюлар-Рейнд (Калифорния) на основании 200 определений абсолютного возраста К-Аг методом установлено последовательное омоложение пород с юго-запада на северо-восток от 120 до



Р и с. 49. Частота встречаемости времени формирования вулканических (1, 2) и интрузивных (3) образований

70 млн. лет (Krummenacher a.o., 1975). На этом основании принята общая длительность его формирования в 50 млн. лет.

Для батолита Берегового хребта (Аляска) приводится следующий ряд определений абсолютного возраста в млн. лет: 46,9; 47,0; 48,7; 49,6; 50,4; 51,1; 51,4; 52,8; 53,8; 54,2; 55,9; 57,0; 59,8. Распределение дат позволяет предполагать непрерывность магматического процесса, общая длительность которого составляет 12,9 млн. лет (Myers, 1975).

Особого рассмотрения заслуживают данные, относящиеся к вулканическим процессам (см. рис. 49). Три крупные возрастные генерации соответственно объединяют вулканические ассоциации с длительностью формирования 10–50 тыс. лет, 100–700 тыс. лет и 1–7 млн. лет. К последней примыкает нечетко выраженная генерация с длительностью вулканического процесса 10–50 млн. лет. На мелкомасштабной кривой с более дробными интервалами указанные генерации в целом повторяются. Отдельное рассмотрение выделенных генераций обнаруживает сравнительно высокую частоту их заполнения одноранговыми вулканогенными образованиями.

Первая генерация с относительно короткой длительностью существования целиком представлена одиночными стратовулканами и вулканическими массивами. Вот некоторые из них (в скобках — тыс. лет): Сверре (4–6,5), молодой конус Авачи (5,6), Пик Креницина и Карымский (7,5), Ильинский (8,3), Масю (17,0), Терсейра (23,0), Атосонопури (28,0), Асо (33,0), Фудзи, Эгмонт (34–35,0), Товада (43,0), Ито (53,0), Этна (65,0). Средняя продолжительность жизни вулкана или вулканического массива оценивается на основании этих данных в 25 тыс. лет при колебаниях от 5 до 65 тысяч. Надо, однако, иметь в виду, что выборка представлена в основном действующими вулканами, жизнь которых не завершена. Поэтому средняя продолжительность деятельности одиночного вулкана с завершенным циклом, по-видимому, приближается к предельным значениям этой генерации, т.е. к 40–50 тысячам лет. Несмотря на относительную кратковременность существования, эта генерация вулканических форм не является самой быстротечной. Истинные эфемериды вулканизма — это одноактные аппараты типа шлаковых конусов, мааров, подводящих трещин, одиночных экструзий и т.д.

Вторая генерация вулканических образований, формирование которой укладывается в 100–700 тысяч лет, представлена более сложными сооружениями, включающими и отдельные стратовулканы, и вулканические массивы, и их группы. Все они, объединяемые единой структурой и общей зоной генерации расплавов, отвечают понятию вулканического центра.

Одним из наиболее типичных представителей вулканоструктур этой генерации может служить кальдерный комплекс Лонг-Валли (Сьерра-Невада, США). Кальдерообразование произошло 0,7 млн. лет назад. В интервале 0,68–0,64 млн. лет произошли куполообразование на дне кальдеры и излияния липаритов. По периферии купола извержения происходили 500, 300 и 100 тыс. лет, а вдоль внешних кольцевых разломов — в интервале 200–50 тыс. лет назад (Bailey a.o., 1976). К этой генерации принадлежат также такие японские вулканоструктуры, как Ата-

Айра-Киришима (230—250 тыс. лет), Унзен-Тара (210 тыс. лет), Асо-Йуфи (210—220 тыс. лет), Онтаке-Норикура (300 тыс. лет), Дайсецу-Шикарибецу (150 тыс. лет) и др. Сюда относятся и вулканоструктуры Италии: Этна (240 тыс. лет), Монте-Эринчи и Вальтура (по 330 тыс. лет), вулканические острова и вулканы Тихого океана: Кохала (700 тыс. лет), Питкерн (480 тыс. лет) и др. Почти всецело эта генерация представлена активными в настоящее время вулканическими центрами, поэтому, вероятно, ее длительность также соответствует незавершенной стадии. При колебаниях от 100 тыс. до 1 млн. лет в среднем по 35 структурам она составляет 360 тыс. лет. Это самостоятельная стадия развития структуры, отвечающая ритму более высокого порядка, чем длительность жизни среднего вулкана. Ритм этот реализуется формированием последовательной серии очаговых или кустовых стратовулканов с почти обязательным элементом структурного развития — кальдерообразованием. От следующей генерации, как и от предыдущей, он отделяется дискретно-глубоким минимумом на кривой "время—событие" (см. рис. 49).

Генерация длительностью 1—7 млн. лет объединяет вулканоструктуры зрелых форм, сформированные в течение нескольких ритмов развития. Ритмы включали в себя магматическую и тектоническую пульсации, поэтому в вулканоструктурах этой генерации могут наблюдаться переслаивание, захоронение и выпадение вулканогенных и вулканогейно-осадочных комплексов, совмещение вулканических и плутонических фаций, вскрытие горизонтов гидротермального рудообразования и т.д. Из 50 структур этой генерации 32 принадлежат к структурам с полностью завершенными магматическими процессами. Средняя длительность их формирования составляет 3,6 млн. лет. Для остальных 18 структур с незавершенным развитием средняя длительность вулканизма равна 2,0 млн. лет, а для генерации в целом она близка к 2,5 млн. лет.

Примерами вулcano-структур подобной зрелости могут быть следующие: о. Сардиния (29,9—27,5) — 2,4 млн. лет и (21,5—18,8) — 2,7 млн. лет (Savelli, 1975); массив Сезалье, Франция (7,8—3,1) — 4,6 млн. лет (Cantagrel, Thonat, 1976); кальдерный комплекс Банска-Штьявница, ЧССР (13,5—7,0) — 6,5 млн. лет (Копесну, 1971); кальдерный комплекс Айленд-Парк, США—2 млн. лет (Макдональд, 1975); о. Оаху, Гавайи — 2,3 млн. лет (Gramlich a.o., 1971); о. Рекуньон, Индийский океан — 2,0 млн. лет (McDongall, 1971); кайнозойские вулканоструктуры Эльбрусской области — 3,5 млн. лет и др.

Переход к следующей генерации "долгожителей" вулканизма выражен не столь четко, как для предыдущих. Граница условно проведена через 7 млн. лет. Из 22 структур лишь одна может быть отнесена к незавершенным в своем развитии: о. Тенериф, длительность вулканизма на котором насчитывает уже 15 млн. лет (Vogley, 1974). Средняя продолжительность этого ритма вулканизма 16,0 млн. лет при колебании 7—67 млн. лет. В эту категорию структур вошли такие замечательные структуры, как кальдерные комплексы Скуирел-Спрингс, США (30,7—21,4 = 9,3 млн. лет; Smith, Rhodes, 1974); Тимбер-Маунтин, Блек-Маунтин, Стонуол-Маунтин, Белтид-Редж, США (14,0—7,0 = 7,0 млн. лет; Макдональд, 1975). Они характеризуются всеми типичными признаками

купольно-кольцевых вулкано-структур, приведенными выше. Особо следует остановиться на Нотто-Иманском вулканическом ареале (Сихотэ-Алинь), описанном В.А. Баскиной (1974). Это крупная концентрическая структура площадью около 6000 км², которая в течение длительного времени была средоточием: интенсивных магматических и рудогенерирующих процессов. Структура насыщена липаритами, дацитами, гранит-порфирами, сиенитпорфирами, гранитами и габбро-монцонитами, время образования которых заполняет интервал 92–25 млн. лет. При этом характерна перемежаемость во времени вулканических и плутонических фаций. Столь длительный процесс приповерхностного магматизма и структурообразования свидетельствует, по мнению автора, о принадлежности ареала к типу очаговых структур (Томсон, Фаворская, 1973). Под последними понимаются структуры, связанные с активностью очагов коровых магм, т.е. крупных гранитоидных плутонов. Длительность становления подобных структур (7–67 млн. лет) хорошо соответствует длительности формирования абиссальных батолитов (10–72 млн. лет) и кольцевых интрузивных комплексов (6–50 млн. лет).

ВЫВОДЫ

1. В развитии вулканизма выделяются дискретные ритмы, связанные с образованием разнопорядковых вулканических и вулканогенно-структурных форм, со средней продолжительностью (млн. лет): 1) 0,025 (0,050?); 2) 0,360 (0,700?); 3) 2,5 (3,6); 4) 16,0. Третьему и четвертому ритмам соответствуют близповерхностные и глубинные интрузии средней длительностью формирования 6 и 27 млн. лет.

2. Соответствие времени формирования завершенных в своем развитии вулканических центров длительности становления разноглубинных интрузий связано с их структурно-морфологическим соответствием: размер вулканоструктур и размер и глубина интрузий выступают как функция времени.

3. Большая длительность интрузивного процесса является неизбежным следствием до и послевулканических стадий существования расплавов с содержанием кристаллов более 60% (см. раздел: Распределение кристалличности в вулканитах и т.д.).

Глава 13

ТЕМПЕРАТУРА, АГРЕГАТНОЕ СОСТОЯНИЕ МАГМ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОТОКА

ПРЕДПОСЫЛКИ, МЕТОДЫ, ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Важнейшим параметром системы вулкан-очаг, как и вообще магматизма, является температура. Наряду с движением вещества термическое состояние системы определяет или существенно влияет на все рассмотренные ранее ее признаки и свойства: геометрию, связь между геометрическими параметрами, характер и направление процессов магмо-

и структурообразования, кристаллизацию, длительность существования, ритмичность развития, зональность и т.д. Поэтому системный метод исследования глубинных условий вулканизма предполагает изучение термического состояния корней вулканов. Решение этой задачи в первую очередь связано с познанием температуры магм в интервале между ликвидусом и солидусом. Наиболее непосредственные, но далеко не исчерпывающие результаты дает метод вулканологический — измерение температуры лав при их извержении. Кажущаяся определенность метода может сослужить плохую службу делу познания термического состояния магм. Трудности измерения температур в процессе извержения неизбежно приводят к некоторому смещению точки наблюдения из необходимой зоны в зону, доступную для измерений. Это означает получение искаженной информации, так как извержение соответствует самой высокоградиентной области существования расплава. Некоторое представление о ее градиентности дают измерения, выполненные Джаггаром в 1917 г. на лавовом озере Килауэа: 1° на 1 см (Макдональд, 1975). Вулканологи хорошо знают, что это не самый высокий градиент в лавовом потоке, что он в некоторых участках достигает 100° на 1 см. После 1971 г. проблема оценки температурного состояния лав сколько-нибудь заметно не изменилась. Повторные измерения на новом техническом уровне в лавовых озерах Килауэа лишь подтвердили данные Джаггара (Реск а.о., 1964). Все это свидетельствует о том, что имеющиеся измерения температуры лав едва ли отражают температуру магмы, поднимающейся из глубин Земли. Они, по-видимому, несколько меньше начальной температуры извержения, так как эффект вторичного разогрева эфемерен, не затрагивает весь объем извергающегося расплава и происходит на некотором удалении от выводного отверстия, т.е. за пределами измерения начальных температур.

Помимо вулканического, существует много других методов оценки температуры магмы: экспериментальные данные о плавлении и кристаллизации и многочисленные геологические и минералогические "термометры" (Смит, 1968; Ермаков, 1972). Однако и их использование никогда не исключает сомнений в степени соответствия природным условиям. Наиболее близким к прямым наблюдениям относится метод термометрии микровключений во вкрапленниках вулканических пород. Определение температур магматического минералообразования этим методом имеет общие теоретические основы с термометрией газожидких включений в гидротермальных минералах: полифазные включения рассматриваются как законсервированные остатки среды магмообразования. Краеугольным камнем этой теоретической конструкции является тезис о гомогенном состоянии минералообразующей среды в момент ее консервации в кристалле, т.е. во время кристаллизации. С понижением температуры эти реликты среды распадаются на самостоятельные фазы: газ, жидкость, стекло, кристаллы. Экспериментальное нагревание микросистемы до состояния гомогенизации возвращает ее в первоначальное состояние. Наблюдаемая температура гомогенизации отождествляется с температурой кристаллизации минерала-хозяина. Температурной поправкой на разницу объема минерала-хозяина в при-

родных условиях и эксперименте пренебрегают из-за незначительной ее величины. Успешное начало и развитие метода гомогенизации для термометрии гидротермальных минералов связано главным образом с именем Н.П. Ермакова (1950, 1972). Первые измерения температур гомогенизации стекловато-газовых включений в фенокристаллах вулканических пород выполнены В.А. Калюжным (1965), И.Т. Бакуменко и В.С. Соболевым с соавторами и др. (Бакуменко и др., 1967; Бакуменко, 1970; Соболев и др., 1967; Булгакова и др., 1967; Базарова, Дмитриев, 1967).

Особое значение для метода термометрии магматических минералов имели опыты по гомогенизации включений в синтетических диопсидах, выращенных при 1300°C в присутствии фтористого кальция в качестве минерализатора (Бакуменко и др., 1967). Было показано, что температура гомогенизации равна или близка температуре захвата включений. Однако накопление данных по температурам гомогенизации включений в вулканических минералах показало их частое завышение сравнительно с температурами кристаллизации аналогичных минералов в условиях эксперимента. Наиболее распространенные природные ассоциации вулканических минералов не содержат барофильных фаз, поэтому кристаллизация их в подавляющей массе происходила ниже 18 кбар, так как при более высоких давлениях в качестве обязательной фазы в вулканитах известково-щелочного ряда появляется гранат. Ниже приводится сравнение наиболее высокотемпературных условий экспериментальной кристаллизации минералов (в отсутствие воды) с наивысшими температурами гомогенизации тех же минералов для некоторых близких по составу пород: лейциты из фергусит-порфиоров и лейцитов — $1600\text{--}1670^{\circ}\text{C}$ (гом.) и 1275°C (крист.); плагиоклазы высокоглиноземистых базальтов — 1500°C (гом.) и 1400°C (крист.); плагиоклазы андезитобазальтов — 1450°C (гом.) и 1250°C (крист.); плагиоклазы андезитов — 1450°C (гом.) и 1250°C (крист.); плагиоклазы дацитов — 1450°C (гом.) и 1275°C (крист.). Выборка по температурам гомогенизации сделана из работ вышеуказанных авторов и собственных материалов, по температурам кристаллизации — из публикаций Грина и Рингвуда (1968) и Sam-michael (1967). Столь высокие температуры гомогенизации, отождествляемые с температурой кристаллизации фенокристаллов и не находящиеся в полном согласии с экспериментальными данными, подрывают доверие к методу в целом. Поиски причин такого расхождения данных велись по двум направлениям: исследование и устранение технических погрешностей измерения и проверка теоретических основ метода. Под руководством автора исследования по первому направлению осуществлялись О.Б. Селянгиным (1968—1974 гг.) и В.А. Базановым (1975—1976 гг.). Длительное экспериментирование привело к выбору двух типов водоохлаждаемых термокамер: с платиновыми или силитовыми ленточными нагревателями, обеспечивающими получение температур на препарате до 1500°C . Платиновый вариант позволяет осуществить нагревание в атмосфере аргона. Работа проводилась с одним и тем же объективом ОСФ-16, что исключает ошибки от влияния объектива на температуру препарата. Термопара жестко крепится к нагревателю непосредственно

под предметным кварцевым стеклом с препаратом. Калибровка осуществляется через каждые 5—10 замеров плавлением химически чистых солей и металлов. Площадное размещение эталонов на предметном стекле показало отсутствие заметного горизонтального градиента температур. Одной из главных ошибок измерения может быть вертикальный температурный градиент, достигающий $7,5^{\circ}\text{C}$ на 0,1 мм (определения В.А. Базанова). При положении включения внутри препарата на расстоянии 0,4 мм от поверхности стекла (средний случай) поправка достигает 30°C , превышая все другие погрешности, составляющие не более 10°C . Нагревание со скоростью 10—15° с минуту обеспечивает равновесные условия и достижение истинных температур гомогенизации для большинства изученных минералов базальтов и андезитов.

Проведение опытов описанным способом привело к устойчивой воспроизводимости результатов: многократная повторная гомогенизация отличается по температуре не более чем на 10°C . Это значение и принято нами как максимальная погрешность измерения.

Полностью устранив возможность искажения температур гомогенизации из-за несовершенства техники измерения, автор обратился к рассмотрению теоретических основ метода. Оказалось, что исходное положение о гомогенности расплава в момент консервации имеет характер постулата и никакими доказательствами не аргументируется. Вместе с тем при классификации расплавных включений выделяется две их группы: нормальные и аномальные (Ермаков, 1972) или комбинированные (Бакуменко, 1965). Нормальные определяются как включения минералообразующего расплава. Под этим разумеется захват и консервация кристаллизующимся минералом гомогенного расплава. Лишь в процессе охлаждения, вследствие относительно высокой его сжимаемости, образуется пустотка — пузырек, заполняемый растворенным в расплаве газом. К категории аномальных или комбинированных включений отнесены те из них, которые изначально многофазны, т.е. образовались в момент гетерогенного состояния кристаллизующейся системы. Под последним понимается кристаллизация либо в условиях вскипания магмы (Соболев, Базарова, 1973), либо в обстановке вскипания и наличия иных минеральных фаз (Бакуменко, 1970). Наиболее обстоятельная классификация такого рода включений принадлежит Н.П. Ермакову (1972). К сожалению, она касается преимущественно включений гидротермальных минералов. В целом же надежных критериев отличия одних включений от других не приводится, хотя высказывается предостережение о возможном завышении температур гомогенизации аномальных включений сравнительно с нормальными (Бакуменко, 1970). Судя по наименованию этих двух типов включений, статистически подавляющими являются нормальные как определяющие норму, закономерность, обычный порядок вещей. Аномальным должна быть отведена роль исключения из правил, частного случая.

Рассмотрение всей совокупности визуально обследованных (десятки тысяч) и термометрированных (около тысячи) нами включений приводит к выводу: по морфологическим признакам подавляющее большинство из них может быть отнесено к нормальным, по температуре

гомогенизации — к аномальным. Важнейшим признаком "нормальности" является относительно стабильное и сравнительно невысокое наполнение включений газом. В нашем случае оно распределяется следующим образом: до 3% наполнения — 43,4; 3—5%—26,3; 5—7%—7,1; 7—10%—7,9 и свыше 10% — 5,3 случая из 100. Таким образом, подавляющая масса включений (70%) содержит сравнительно небольшое и, главное, относительно устойчивое количество газа, не превышающее 5% по объему. Нет оснований называть такие включения аномальными. Это обычные и, следовательно, нормальные включения, очень широко распространенные в минералах-вкрапленниках вулканитов Курило-Камчатской зоны. Необходимо, однако, отдавать себе отчет в том, что методы измерения объема расплавных включений и доли газовой фазы в них крайне несовершенны, зависят от размера и типа включений и при обычных термометрических работах допускают ошибку до 100%.

Принадлежность включений к фенокристаллам современных продуктов извержения однозначно решает вопрос и об отсутствии среди них вторичных включений в том смысле, что все они являются син- или субсингенетическими собственно магматическому процессу. Значительная часть вкрапленников может иметь реакционно-реликтовое происхождение, как это показано выше. Включения в них также сингенетичны процессу преобразования в магматическую стадию. И лишь собственно реликтовые и ксеногенные минералы могут содержать разгерметизированные доагматические включения.

Очень важным является также вывод о малой зависимости температуры гомогенизации от газонаполнения включений: включения с 30% газовой фазы гомогенизированы при 1325—1400°C, а с 1% — при 1150—1500°C. В интервале 2—6% газовой фазы получен практически весь диапазон температур гомогенизации. Следующая особенность микровключений — крайняя нестабильность температур гомогенизации не только в минералах одного образца породы, но и в пределах одного кристалла. Диапазон колебаний температур гомогенизации для отдельных образцов вулканитов достигает 200°C. В изученных сериях пород распределяется он следующим образом: до 50°—43%; 50—100°—32%; 100—150°—18%; более 150°—7%. В отдельных кристаллах включения краевых зон обычно гомогенизируются на 15—50° ниже, чем в центральных. Но широко распространены также случаи, когда при морфологической близости включений гомогенизируются они в кристалле совершенно незакономерно с интервалом до 135°C. Как правило, мелкие включения гомогенизируются раньше крупных. Наконец, следует отметить и широко проявленный факт недостижения гомогенизации вследствие плавления кристалла (до 20% случаев). Какие-либо специфические особенности состава, строения или положения таких включений не отмечены. Плавление начинается внутри включений с их стенок и минералов-узников, если они присутствуют. Включения сильно "расплаваются" внутри кристалла, пока не встречаются с фронтом внешнего плавления и не прорываются наружу. Этот механизм внутреннего подплавления вакуолей очень широко распространен и вне связи с внешним плавлением кристалла. Начало такого внутреннего плавления может отделять от температуры го-

могенизации довольно значительный интервал, достигающий изредка 400°C . В целом же интервал между температурой начала плавления фаз во включениях и температурой гомогенизации распределяется так: до 100° — 7%, 100 – 150° — 40%, 150 – 200° — 16%, 200 – 250° — 12%, 250 – 300° — 10%, 300 – 350° — 6%, свыше 350° — 6%. Из экспериментов по кристаллизации известково-щелочных пород известно, что интервал даже между солидусом и ликвидусом для аналогичных минеральных ассоциаций редко превышает 150°C (Грин, Рингвуд, 1968).

ВЫВОДЫ

1. Для оценки температурного и агрегатного состояния системы в недрах вулкана используется метод гомогенизации расплавных микровключений в интрателлурических вкрапленниках как наиболее непосредственный и точный ($\pm 10^{\circ}\text{C}$).

2. Массовое визуальное обследование и термометрирование расплавных микровключений показывает, что в минералах современных вулканитов Камчатки они в основном не соответствуют принятой классификации. Нормой в них является то, что по существующим представлениям может классифицироваться как аномалия: высокая температура гомогенизации, значительная разница температур гомогенизации в пределах одного кристалла, минерала и породы, недостижение гомогенизации или ее независимость от газонаполнения и т.д.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР В ВУЛКАНИЧЕСКОМ КАНАЛЕ И АГРЕГАТНОЕ СОСТОЯНИЕ СИСТЕМЫ

Принятые в настоящей работе температуры в вулканическом канале оцениваются по данным непосредственных измерений температуры лав при извержении и на основании термометрии расплавных включений в фенокристаллах современных вулканитов Курило-Камчатской зоны и Кавказа.

Выборка температур извергающихся лав базальтов и андезито-базальтов сделана из работ Г. Макдональда (1975), А.Н. Заварицкого и В.С. Соболева (1961), Бюллетеней вулканологических станций и *Bulletin Volcanologique*. Эти данные в виде кривой распределения (1) изображены на рис. 50. Измеренные температуры лишь изредка превышают 1200°C (высокие температуры, связанные с окислением, изъяты из выборки). Модальный интервал соответствует 1075 – 1100°C . По-видимому, наиболее близки начальной температуре извержения максимальные значения: 1150 – 1225°C (см. предыдущий раздел: Предпосылки, методы, предмет исследований). На этот же график нанесена вариационная кривая (3) температур гомогенизации расплавных включений во вкрапленниках камчатских базальтов (около 300 измерений). Поскольку вкрапленники, несомненно, кристаллизовались до выхода лавы на поверхность, минимальные значения температуры их кристаллизации должны означать тот верхний предел, выше которого температура излияющейся лавы быть не может. В нашем случае это 1150°C . Температуры

ратуры гомогенизации и непосредственные измерения относятся к разным базальтам, а для модальных построений нам следует выбрать наиболее вероятное значение начальной температуры средних базальтов. В данном случае оно определяется пересечением кривых гомогенизации и непосредственных измерений и соответствует 1200°C . Эти построения справедливы лишь при допущении, что минимальные температуры гомогенизации расплавных включений соответствуют температуре кристаллизации их минералов-хозяев. Дополнительным аргументом в пользу возможности таких построений может служить средняя кривая (2), характеризующая распределение температур начала плавления стенок включений вкрапленников. Эти температуры определенно указывают на полное завершение кристаллизации вкрапленников. Среднее значение температуры окончания кристаллизации, одновременно означающее и максимальное значение температуры извержения, находится как среднее из всей выборки. Оно тоже равно 1200°C . Все сказанное позволяет довольно уверенно определить начальную температуру изливающихся базальтов в 1200°C .

Для реконструкции распределения температур вдоль вулканического канала до области начального магмообразования пока нет иного более определенного способа, кроме термометрии стекловато-газовых включений во вкрапленниках. Метод их гомогенизации, как выше показано, содержит возможность некоторого завышения в оценке температур кристаллизации из-за отсутствия надежных критериев отличия нормальных и комбинированных включений. Именно поэтому без дополнительной проверки нельзя принять максимальные температуры гомогенизации в качестве наивысших для кристаллизации систем вулкан—очаг (1500°C , по нашим данным, или даже 1670°C , по данным Базаровой и Дмитриева, 1967). Нет никаких оснований исключать возможность кристаллизации в обстановке газовой-жидкого агрегатного состояния системы — в магме, содержащей пузырьки газа. Захват такой системы кристаллизующимися интрателлурами и ее искусственная гомогенизация в законсервированных включениях приведет к более или менее заметному превышению температур гомогенизации над температурой захвата — кристаллизации. Критерии для оценки степени такого превышения в каждом конкретном случае отсутствуют, как, впрочем, отсутствуют и критерии для однозначного решения вопроса о том, в каком состоянии была законсервирована магматическая система во включении.

Представляется обнадеживающим путь сопоставления термометрических и экспериментальных данных для близких по составу систем. В качестве исходного материала с нашей стороны предлагаются сгруппированные по минералам и типам пород температуры гомогенизации в виде кривых распределения с интервалом 50°C (рис. 51). Величина интервала продиктована, с одной стороны, ошибкой измерения ($\pm 10^{\circ}\text{C}$), с другой — ограниченностью числа измерений в некоторых классах пород и минералов. Модальный интервал во всех породах и минералах соответствует или близок к $1350\text{--}1400^{\circ}\text{C}$. Максимальные значения температур гомогенизации также мало зависят от принадлежности включения к тому или иному виду или породе: не превышают 1450°C за исклю-

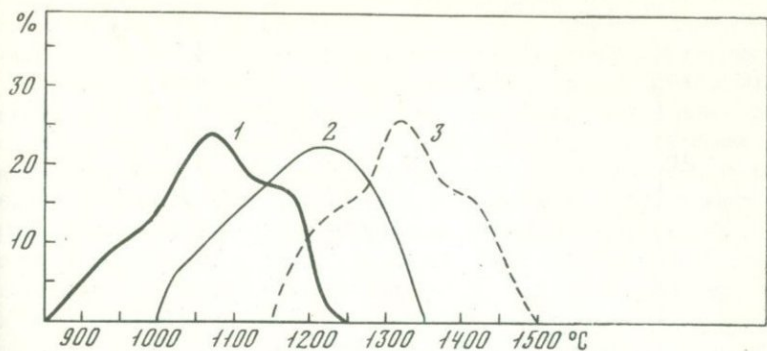


Рис. 50. Распределение температур извергающихся базальтовых лав (1), температур начала плавления твердых фаз (2) и гомогенизации в вакуолях базальтовых вкрапленников (3)

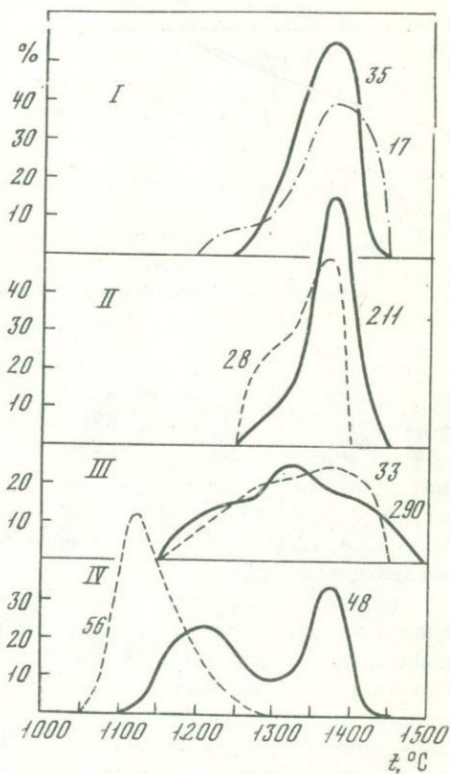


Рис. 51. Распределение температур гомогенизации

1 — в вакуолях плагиоклазов; 2 — пироксенов; 3 — кварца в липарито-дацитах (I); андезитах и андезито-дацитах (II); базальтах и андезито-базальтах (III) и анортит-пироксен-оливиновых нодулях (IV). Цифры у кривых — количество измерений

чением оливинов и плагиоклазов базальтов и оливин-анортитовых нодулей, где поднимаются до 1500°C . Лишь включения во вкрапленниках базальтов и минералах анортит-пироксен-оливиновых нодулей способны часто гомогенизироваться при более низких температурах, чем в андезитах и липаритах. Последние группы пород при имеющемся количестве измерений по температурам гомогенизации вообще не разделяются. Впрочем, в этом нет ничего неожиданного, если вспомнить данные экспериментальной кристаллизации андезитов, дацитов и липаритов (Грин

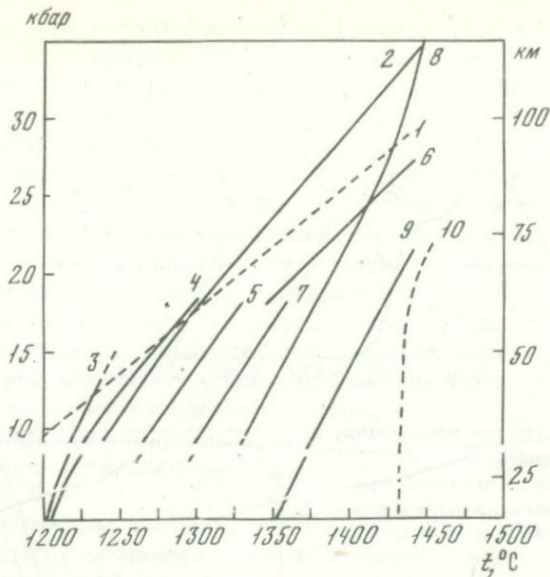


Рис. 52. Кварц-плагиоклаз-пироксен-оливиновые отрезки ликвидусов "сухих" систем

1 — риодацит; 2 — дацит; 3 — андезит; 4 — андезито-базальт; 5 — щелочной оливиновый базальт; 6 — высокоглиноземистый кварцевый толеит; 7 — оливиновый базальт; 8 — габбро-анортозит; 9 — оливиновый толеит; 10 — пикрит

и Рингвуд, 1968). В этих экспериментах сейчас нас интересуют только те отрезки ликвидуса, на которых отсутствуют барофильные гранат и шпинель (1, 2 и 3 на рис. 52). В интервале давлений 12–17 кбар ликвидусы андезита, дацита и липарита очень близки, различаются не более чем на 20–25°C. Однако температурная позиция их в этом участке очень сильно отличается от температур гомогенизации: соответственно 1230–1290°C и 1200–1450°C. Сравнение по типам пород приводит к ниже-следующим выводам.

Температуры гомогенизации включений в плагиоклазах и пироксенах андезитов превышают максимальную температуру кристаллизации этих минералов из андезитовых расплавов в экспериментах на 10–210°C. Безусловно, в расплавах андезитов плагиоклазы и пироксены могут кристаллизоваться и при более высоких температурах, соответствующих температурам гомогенизации. Но при этом они кристаллизуются вслед за гранатом и кварцем, которые в изученных районах Кавказа и Курило-Камчатской зоны не образуют совместных с пироксеном и плагиоклазом сколько-нибудь распространенных природных ассоциаций. Именно поэтому сравнение должно быть ограничено теми отрезками ликвидуса, которые представлены только сравниваемыми минералами: плагиоклазами, пироксенами, кварцем (см. рис. 52). Если выводы основывать лишь на этом сравнении, то можно предполагать, что при соответствии температур гомогенизации включений и кристаллизации минералов-хозяев липариты и дациты поднимаются с глубин 40–

90 км (12–28 кбар). Это условие соблюдается при высокой "сухости" системы. Однако его реализации препятствует именно отсутствие воды, так как возникающий при этом термальный минимум ликвидуса, начиная с давления 13 кбар, совпадает с андезитами, а не с более кислыми породами. Большая тугоплавкость дацитов и липаритов в этих условиях сравнительно с андезитами делает сомнительной возможность преодоления андезитового трога и, следовательно, возникновения на этой глубине из основных и ультраосновных пород липарито-дацитовых расплавов. Появление воды сместило бы ликвидусный минимум к дацитам и липаритам, но так снизило бы его температуру, что ее несоответствие с температурами гомогенизации достигло бы более 350°C. Все это приводит к необходимости принять альтернативу: либо вкрапленники андезитов, дацитов и липаритов, содержащие расплавные включения, в основном не принадлежат соответствующим магмам, либо их кристаллизация происходила при значительно более низких температурах, чем температура гомогенизации включений, в условиях газовой-жидкого разделения системы. В одном и другом случае мы должны предполагать, что система была гетерогенна.

Интервал гомогенизации включений в плагиоклазах и пироксенах базальтов и андезито-базальтов (1150–1500°C) частично соответствует кристаллизации этих минералов в безводных условиях при давлении от 1 атм до 27 кбар (1150–1440°C). Наиболее высокотемпературные и глубинные разности по температурам гомогенизации и составу соответствуют высокоглиноземистому кварцевому толеиту или габбро-анортозиту. И все-таки и в случае с базальтами мы должны признать, что наиболее высокотемпературная гомогенизация не может соответствовать условиям кристаллизации. Разница температур для плагиоклазов достигает более 100°C, так как кристаллизация последних по экспериментальным данным в габбро-анортозитах происходит ниже 1400°C (рис. 53). Если же исходить из вполне допустимого предположения, что далеко не для всех базальтов Курило-Камчатской зоны габбро-анортозитовые расплавы могут быть родоначальными, то интервал между максимальными температурами экспериментальной кристаллизации и искусственной гомогенизации достигает для плагиоклазов 200°C. В случае с пироксенами можно представить себе их унаследованность в базальтах от оливиновых толеитов или пикритов (см. рис. 52). И тогда величина неувязки составит всего около 50°C при генерации на глубине 70 км и 70–100°C — на глубине 40 км.

Таким образом, материал по микровключениям в известной мере противоречив и однозначного суждения о глубинах и температурах генерации не допускает. Тем не менее основное противоречие между температурами искусственной гомогенизации и экспериментальной кристаллизации слишком очевидно, чтобы им можно было пренебречь. Количество включений, температура гомогенизации которых превышает экспериментальные значения температуры кристаллизации, в липаритах, дацитах и андезитах составляет около 100%, в базальтах 20–60%. Это, конечно, не должно отождествляться с количеством вкрапленников, но все же может служить некоторым критерием относительной распростра-

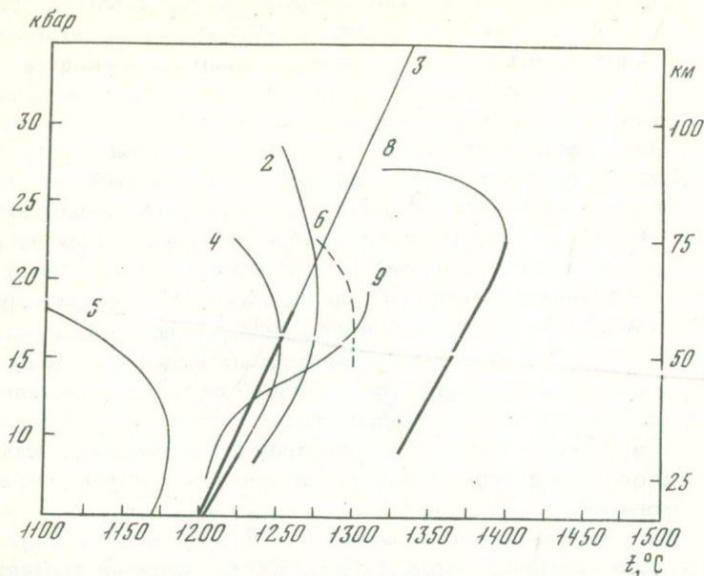


Рис. 53. Начало кристаллизации плагиоклазов в "сухих" системах при разных давлениях. Толстой линией показана ликвидусная часть кривых. Условные обозначения 1—9 — см. на рис. 52

ненности кристаллов или интрателлуридов, сформировавшихся в гетерогенной газовой-расплавной среде. Можно предположить, что это явление более свойственно кислым и средним по составу вулканитам, чем базальтовым.

Проведенное сравнение имело своей целью установить минимальные из возможных расхождения между температурами гомогенизации и кристаллизации. Основанные на этом оценки глубины генерации, естественно, максимальны. Реальные условия могут отличаться от полученных крайних значений для глубин в меньшую сторону, для разности ($t_{\text{гом}} - t_{\text{крист}}$) — в большую. Предполагая однозначность равновесных условий экспериментальной кристаллизации и учитывая состав реальных минеральных ассоциаций в вулканитах, здесь принимаются следующие предельные параметры "сухого" ликвидуса для изученных известково-щелочных серий: липариты — меньше 12 кбар и 1275°C, андезиты — меньше 15 кбар и 125°C, базальты — меньше 21 кбар и 1450°C. Превышение температурами гомогенизации приведенных значений, по видимому, следует "писать" на счет гетерогенности систем в момент кристаллизации. Несколько случаев такой гетерогенности описаны автором ранее (Масуренков, 1962₂). Она также широко известна по факту абсолютного отсутствия гомогенных систем в вулканическом процессе: магма всегда приходит к поверхности в виде смеси расплава с пузырьками газа и кристаллами. Даже редкие случаи так называемых афировых лав — не более как условность, связанная с отсутствием необходимости учитывать малые количества вкрапленников. Весь вопрос состоит в том, насколько глубоко от поверхности происходит это разделение на

фазы и вообще существует ли такой уровень, где магма гомогенна. Несмотря на то что подавляющее большинство теорий петрогенезиса молчаливо или активно исходит из признания обязательной гомогенности родоначальной (?) магмы, по существу, какие-либо доказательства существования такой магмы отсутствуют. И наоборот, имеются многочисленные свидетельства дегазации магм в процессе кристаллизации на разных глубинах независимо от состава.

Первые оценки глубины дегазации природных расплавов гранитоидного и базальтового состава сделаны автором (Масуренков, 1962). Предложенный способ основан на изучении пузыристости в магматических породах, занимающих определенное глубинное положение. Использовано уравнение идеальных газов, так как применение уравнений состояния реальных газов, усложняя расчеты, приводит к излишней точности сравнительно с исходными данными.

$$PV = nRT, \quad (29)$$

P — давление внутри пузырей, уравновешивавшее гидростатическое давление столба магмы (P_1), давление кровли для интрузивных тел (P_2) и силу поверхностного натяжения (P_3); V — объем пузырей в 1 см^3 породы; T — абсолютная температура расплава в момент пузыреобразования; R — универсальная газовая постоянная; n — количество грамм-молекул газа, выделившихся из $(1-V)$ объема расплава и образовавшего пузыри общим объемом V .

Без большой погрешности делаются следующие допущения:

$$1) P_1 = d^1 h^1 + d^2 h^2 + \dots + d^n h^n,$$

$$2) P_2 = d_1 h_1 + d_2 h_2 + \dots + d_n h_n,$$

где d и h с номером сверху, соответственно, объемные веса и мощности разных горизонтов магматической породы, а d и h с номером внизу — объемные веса и мощности пород кровли.

3) P_3 вследствие сравнительно малой величины (10^{-4} – 10^{-5} %) из расчетов исключается.

Объем пузырьков в породе находится непосредственным измерением, P_1 и P_2 — измерением или реконструкцией, T — термометрированием микровключений или выбором разумных пределов.

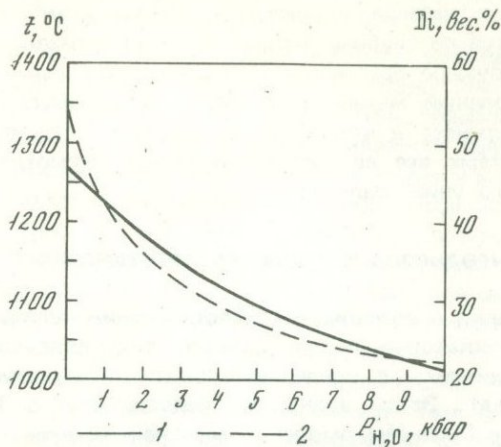
В предположении, что отделившиеся от магмы летучие целиком состояли из воды, было рассчитано минимальное количество сброшенной расплавом воды и сравнением с кривыми растворимости — минимальные глубины начала кипения магмы. Для гранитных расплавов Эльбрусской вулканической области они соответственно составляют 0,3–2,9 вес. % и 4–8 км, для базальтов — 1,0–1,2 вес. % и 9,5 км. Общее количество воды на этом уровне, следующее из доказательства факта кипения расплава, оценивалось в 3,0–5,5 вес. % (граниты) и 4,5 вес. % (базальты).

Еще один интересный пример участия воды в кристаллизации расплавов представляют анортит-пироксен-оливиновые нодулы в вулканитах Камчатки (вулканы Ксудач, Ильинский). Специфической особенностью их является наличие крупных газовых пузырей не только в базальтовых интрузиях, но и в минералах — пироксенах и анортитах.

Количественно-минералогический состав нодулей (вес. %): анортит — 57–62, диопсид — 27–35, оливин — 6–8, базальт интерстиций — 1–3. Кристаллы анортита достигают размера 9 × 6 × 5 см, диопсида — 4 × 3 × 2 см, оливина — 0,6 × 0,5 × 0,4 см. Размеры самих нодулей чаще всего 10–15 см, иногда до 30–40 см в поперечнике.

Температуры гомогенизации включений в диопсидах и анортитах сравнительно с этими минералами в других породах и парагенезисах значительно ниже (см. рис. 51). Столь низкие температуры гомогенизации однозначно указывают на присутствие воды в расплаве во время кристаллизации, так как в безводных условиях температура тройной эвтектики (An—Ol—Di) равна 1270°C. Давление воды при кристаллизации можно приблизительно оценить сравнением полученных температур с температурой двойной эвтектики (An—Di) при разных значениях P_{H_2O} (рис. 54). Присутствие оливина и базальтового расплава в количестве до 10 вес. % снизит тройную эвтектику сравнительно с двойной не более чем на несколько градусов (при атмосферном давлении она отличается на 4°C). Некоторую неопределенность в оценку вносит то, что температуры гомогенизации включений диопсида и анортита совпадают лишь частично. Поэтому устанавливаются наиболее вероятные пределы совместной кристаллизации. Температура 1200–1225°C отвечает давлению 1,25 кбар и 40 вес. % диопсида в эвтектике, температура 1125–1150°C — соответственно 3,40 кбар и 31 вес. % диопсида. Завершается кристаллизация при 1050–1075°C (включения с такой температурой гомогенизации в плагиоклазах не обнаружены, но это не должно свидетельствовать против их кристаллизации в этом температурном интервале), давлении воды 6,50 кбар и 24 вес. % диопсида в эвтектике. Таким образом, падение температуры сопровождалось увеличением давления воды при возможном снижении или постоянстве общего давления. Высокотемпературная (1325°C–1425°C) генерация расплавных включений в плагиоклазах этому не противоречит, она свидетельствует об отсутствии или очень малом количестве воды в атмосфере их кристаллизации и о вероятности высокого давления при этом других летучих (Йодер, 1971). Ими могли быть азот или углекислый газ. Возможность такого развития магматического процесса экспериментально и теоретически показана А.А. Кадиком (1975). Согласно его данным, в составе выделяющейся газовой фазы в глубинных условиях следует ожидать преобладания углекислого газа над водой. Непосредственное изучение состава газовой фазы индивидуальных включений в минералах вулканических пород прямо указывает на заполнение их углекислым газом и (или) азотом (Базарова, Шугурова, 1968; Бакуменко, Лопухов, Шугурова, 1969; Бакуменко, 1970).

В приведенном примере особый интерес представляет наличие газовых пустот (пузырей) в диопсиде и анортите нодулей. Размер пузырей обычно составляет 2–3 мм в диаметре, реже достигает 11–15 мм. Несомненным является существование их в расплаве в момент кристаллизации. Если исходить из результатов термометрии включений, то кристаллизация завершалась при давлении до 6,5 кбар воды, что соответствует глубине 20 км. Допустим, весь процесс кристаллизации начался и завершился



Р и с. 54. P–T условия анортит-диопсидовой эвтектики (1) и ее состав в зависимости от давления (2)

на этой глубине. Тогда, используя указанное давление и средний объем пузырей в нодулях (1%), рассчитаем вышеописанным способом количество молей газа, обеспечившего такое пузырение. Оно составляло $6 \cdot 10^{-4}$ грамм-молекул. В пересчете на весовые проценты различных газов это равно: 0,33% воды, 0,90% углекислого газа или 0,60% азота. Если действительно кристаллизация происходила при постоянном давлении, то следует допустить, что при этом постепенно менялся качественный состав газа: от азотно-углекислого до водного, а расплав пребывал в состоянии кипения. Кипение и смену газового режима необходимо признать и в модели с меняющимся давлением, так как реальность его запечатлена газовыми пузырями в минералах. Кинетику и динамику пузырения магмы в гипабиссальных условиях с хорошим обзором истории вопроса описали В.Н. Шарапов с соавторами (Шарапов и др., 1971; Голубев, Шарапов, 1974; Шарапов, Голубев, 1976). Приведенные данные указывают на необходимость раздвинуть рамки пузыреобразования магмы до абиссальных глубин.

Выводы

1. Наиболее вероятной средней температурой базальтовой магмы перед извержением является 1200°C .
2. Температура гомогенизации расплавных включений во вкрапленниках вулканитов, как правило, значительно превышает экспериментально установленные температуры кристаллизации этих минералов в соответствующих расплавах.
3. Систематическое несовпадение температур экспериментальной кристаллизации и искусственной гомогенизации следует использовать в качестве критерия гетерогенного (расплав–газ) состояния магмы во время кристаллизации или реликтовой природы вкрапленников.

4. Постоянное насыщение магмы летучими компонентами, состав которых меняется по глубине латерали и в ходе развития системы, зарождение ядер пузыреобразования и флотация пузырей — по-видимому, наиболее действенный механизм миграции "сквозьмагматических растворов", теплопереноса и конвекции магм. Роль этого процесса в магматической системе все еще недооценивается, несмотря на реальные свидетельства его универсальности.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОТОКА

Первые догадки о возможности использования вулканических пород в качестве индикаторов неоднородности внутрпланетного вещества связаны, по-видимому, с введением понятия "петрографической провинции" (Джедд). Затем возникли представления о Тихоокеанской, Атлантической и Средиземноморской ассоциациях вулканических пород (Иддингс, Вашингтон, Харкер, Ниггли и др.). Дальнейшее развитие этого направления в геологии шло по линии раздельного и в значительной мере независимого исследования глубинных сигналов через вулканические, плутонические и метасоматические процессы. Синтезом двух последних является обобщение Ю.А. Кузнецова и Э.П. Изоха (1969), выраженное термином "интрателлурический поток". Идея о "колоннах фильтрации" или потоках просачивающихся восходящих ювенильных растворов, вызывающих метаморфизм и частичное расплавление пород, впервые была высказана еще в 1920 г. П. Термье. Эта идея в дальнейшем получила развитие в работах Д.С. Коржинского и ряда других исследователей и в настоящее время является одной из наиболее признанных (Кузнецов, 1964; Велинский, 1970; Овчинников, 1973 и др.). Необходимость целостного описания природного глубинного процесса приводит к объединению различных поверхностных форм его проявления в единый комплекс эндогенных сигналов: тектоника, вулканизм, гидротермальные и газо-гидрохимические проявления рассматриваются во взаимосвязи (Масуренков, 1961₂; Масуренков и др., 1965; Масуренков, Комкова, 1977 и др.). Задача об установлении такой связи принципиально решена. Ее развитие требует детализации и выявления более тонких зависимостей между глубинными параметрами магматического процесса и опосредованными формами его проявления на поверхности. Наименее искаженная информация об этом содержится прежде всего в вулканических породах. Например, их петрохимическая специфика, выявленная специально разработанной методикой (Масуренков, 1969), отражает неоднородность генерирующей среды в связи с зоной перехода от океана к континенту — нарастание фона калиевости от океана в глубь континентальной части Камчатки. Количество окисного железа в вулканической породе отражает меру ее окисленности и тем самым содержит информацию о парциальном давлении кислорода в зоне магнообразования. Уровень помех, связанных с поверхностным окислением, для современных вулкаников значительно снижен. Карта распределения отклонений концентрации окисла железа в вулканиках от среднемировых значений выявляет симметричное строение вулканического пояса: сильное окисление (парци-

альное давление кислорода) на флангах и слабое внутри (рис. 55). Если зональность по степени окисленности вулканитов интерпретировать как отражение региональной неоднородности парциального давления кислорода в зоне магмообразования, то следует подчеркнуть, что эта зона неделима на западную и восточную ветви, подобно вулканическим поясам. В режиме кислорода она представляется единой. Латеральное распределение отклонений от нормы окислов натрия и магния (Δ вес.%) также обнаруживает единство вулканических поясов: Срединного хребта и Восточного (рис. 56—57). Это, несомненно, свидетельствует о единстве зоны магмообразования под ними и о вторичности приповерхностного их структурного разделения. Таким образом, для решения проблемы магмогенеза, его связи со структурами или глубинными геофизическими характеристиками среды, например, с фокальной поверхностью, раздельное или независимое рассмотрение вулканизма того или другого предполагается, по-видимому, неправильным. Тем более неправильно предполагать миграцию фокальной поверхности к востоку в связи с отмиранием вулканизма в Срединном хребте и активизацией на Восточном вулканическом поясе. Отмирание и активизация двух ветвей пояса, по-видимому, так же вторичны и приповерхностны, как и само деление единой зоны магмогенеза в верхних структурных этажах Земли.

Значительно более глубинными, отчетливо проявляющимися в строении области магмообразования являются поперечные структуры. Такой вывод был сделан ранее на кавказском материале (Масуренков, 1962₁). Здесь он получает новое доказательство в химической зональности продуктов вулканизма. Поперечные структуры полуостровов Шипунского, Кроноцкого и Камчатского разделяют единую зону магмороза на отдельные крупные и изометрические области, придающие ей четковидное строение (см. рис. 55—57). Особенно наглядно это подчеркивается распределением в вулканитах окиси магния. Области относительного обогащения магнием в значительной мере совпадают с областями пониженного парциального давления кислорода. Осевая зона магмообразования характеризуется также пониженной концентрацией натрия. Эта зона интерпретируется как наиболее высокотемпературная и мантийная по химическому составу (мафичность и восстановительная среда). Обрамляющие ее фланги в большей степени несут на себе черты связи с корой (повышенная концентрация натрия, кислорода).

Колебания концентрации окислов в вулканитах относительно среднемирового уровня обнаруживают почти полное отсутствие коррелятных связей между собой или подчиняются таким, которые необъяснимы с позиций кристаллизационной дифференциации. Это становится понятным, если представить себе, что формирование химического состава расплавов происходит плавлением пород любого, в том числе немагматического генезиса при участии интрателлурических потоков разного состава. Воссоздание этого потока путем построения петрохимических карт открывает новые возможности для понимания механизма магмогенеза. Системы магматических колонн вулканических поясов, являющиеся частью эндогенного потока вещества, отражают закономерностью своих ассоциаций в пространстве структуру потока: относительное пре-

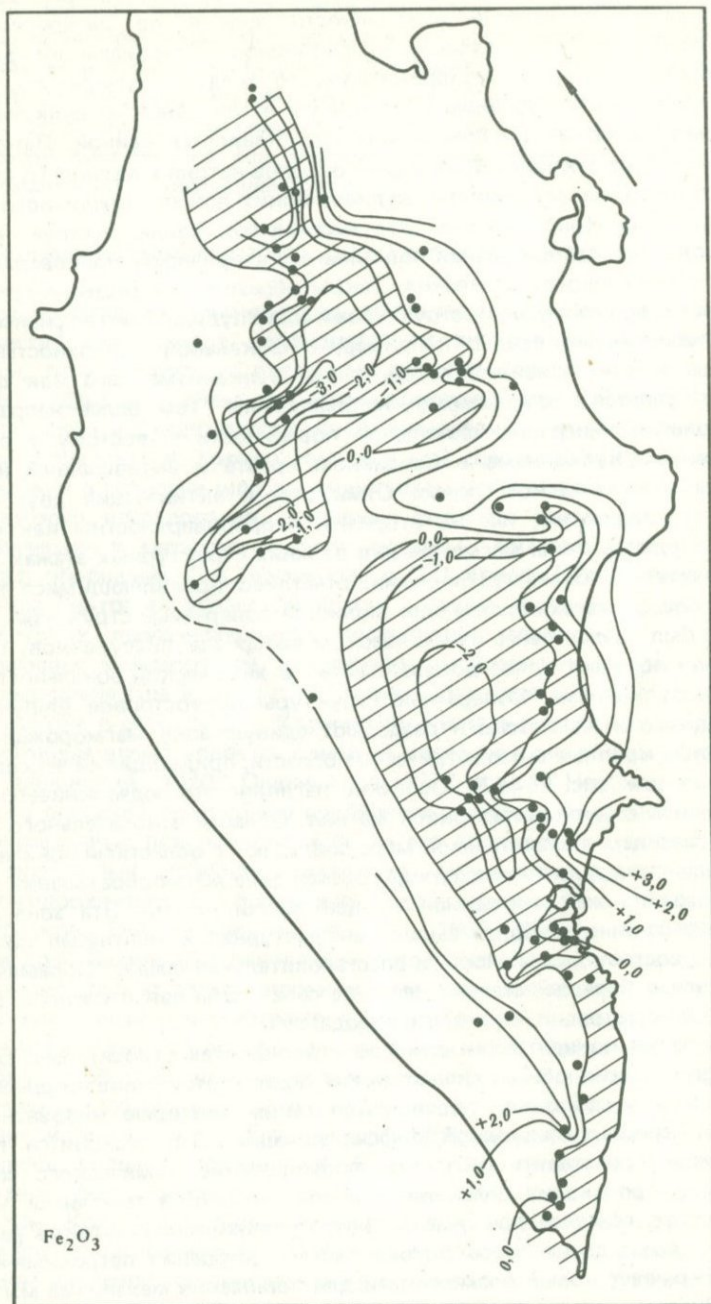


Рис. 55. Отклонения концентрации окиси железа (вес. %) в верхнеплейстоцен-голоценовых вулканитах Камчатки от среднемировых значений

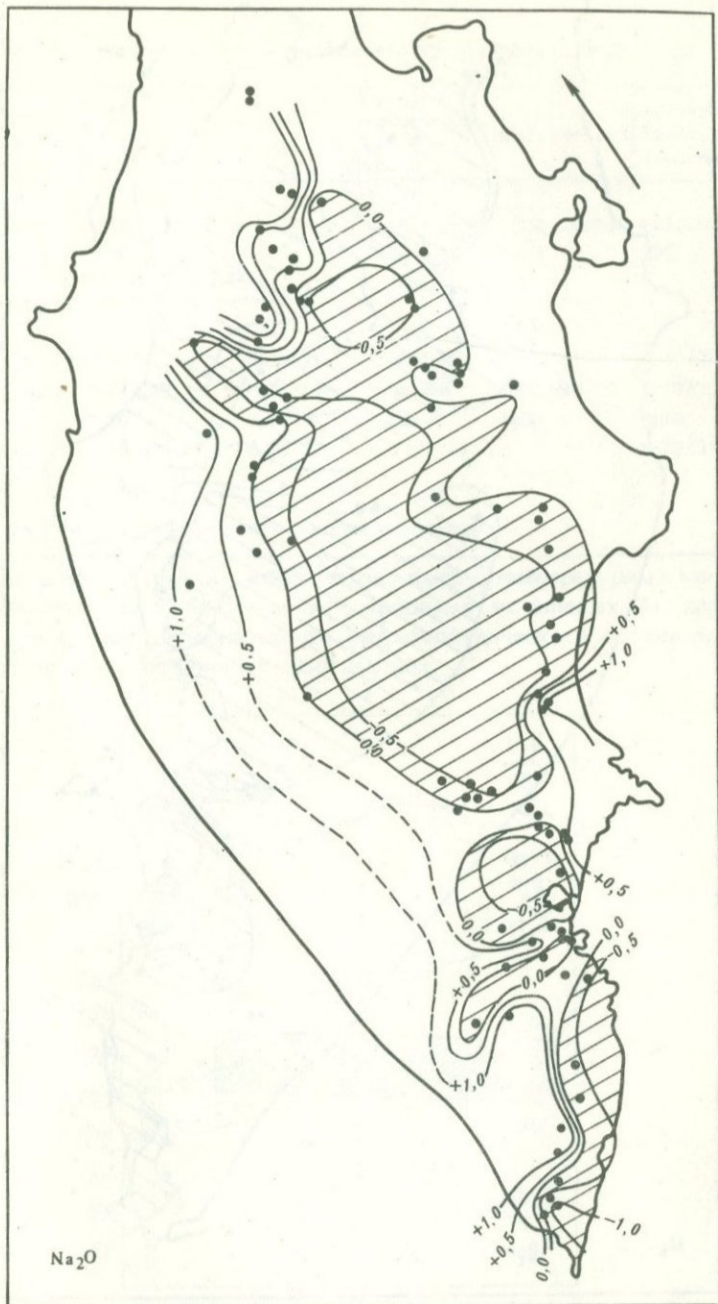


Рис. 56. Отклонения концентрации окиси натрия (вес.%) в верхнеплейстоцен-голоценовых вулканитах Камчатки от среднемировых значений

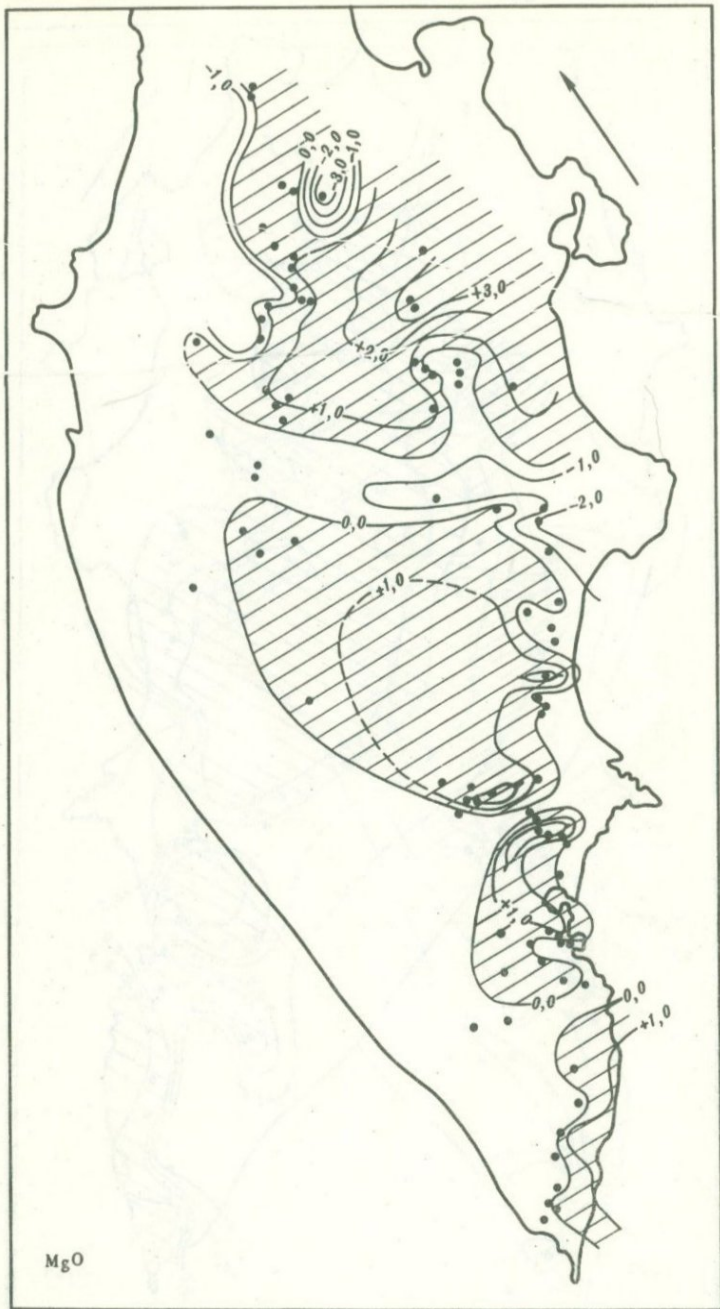


Рис. 57. Отклонения концентрации окиси магния (вес.%) в верхнеплейстоцен-голоценовых вулканитах Камчатки от среднемировых значений

Таблица 20

Характеристики эндогенного режима в Ключевской группе вулканов

Характеристика режима	Шивелуч	Заречный, Харчинский	Вулканы Ключевской, Плоский, Камень	Безымянный	Зимина, Удина, Толбачик
Интервал температуры гомогенизации включений, $t^{\circ}\text{C}$	1270–1430 (89)	—	1230–1390 (55)	1310–1370 (97)	1170–1310 (25)
CO_2 , вес. %	0,67 (28)	0,39 (3)	0,30 (64)	0,39 (25)	0,81 (38)
H_2O , вес. %	0,74 (38)	0,50 (12)	0,19 (64)	0,53 (30)	0,73 (32)
$\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$	1,10	1,28	0,63	1,36	0,90
MgO (в базальтах), вес. %	5,53 (12)	0,86 (13)	6,27 (40)		5,79 (31)

Примечание. В скобках указано количество анализов

валирование во внутренних зонах потока высокотемпературных мантийных признаков и сильное смешение с коровыми на флангах. Эта особенность концентрической зональности интрателлурического потока проявляется и в локальных вулканических центрах.

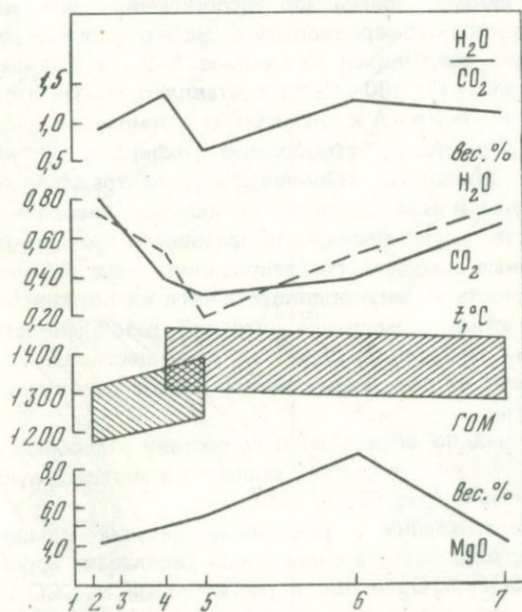


Рис. 58. Геохимический профиль через Ключевскую группу вулканов

Вулканы: 1 — Удина; 2 — Плоский и острый Толбачики; 3 — Зимина; 4 — Безымянный; 5 — Ключевской; 6 — Харчинский и Заречный; 7 — Шивелуч

Геохимический профиль через Ключевскую группу вулканов (табл. 20, рис. 58) содержит сведения о распределении некоторых компонентов и температуры в центре и на периферии потока, закрепленные в современных вулканитах. Магнезиальность и температура (гомогенизация включений) заметно повышены в середине структуры, количество летучих, наоборот, существенно снижено. При этом к флангам повышается относительная роль воды, а к центру — углекислого газа. Значение этого факта трудно переоценить: он однозначно свидетельствует о сопряженности подъема температур гомогенизации включений в интрателлурах со сменой флюидного режима преимущественно водного на углекислый. Эти данные согласуются с характером нарастания окисленных форм железа к периферии вулканического пояса. Распределение амфиболсодержащих вулканитов также обнаруживает тенденцию концентрироваться на флангах поясов. Это отчетливо выражено в вулканитах четвертичных поясов Камчатки, Курильских островов и Японии.

Хорошей иллюстрацией химической зональности интрателлурического потока в горизонтальном сечении могут служить субвулканические интрузии района Кавказских минеральных вод (Пятигорские лакколиты).

Обстоятельное исследование геологии и петрографии интрузий выполнено коллективом авторов ВИМСа (Соболев и др., 1959). Идея о концентрической зональности интрателлурического потока, частным случаем которого являются и магматические расплавы, позволяет объяснить все особенности химической (вещественной) структуры магматического центра. Последний имеет форму эллипса (по расположению интрузивных тел) 40 x 30 км, вытянутого субмеридионально. На его площади расположено 20 интрузий, сформировавшихся на глубине 1–2 км 1–4 фазами внедрения. Основной объем тел (80–100%) составляют первая и вторая фазы. По форме интрузии относятся к бисмалитам и этмолитам. Породы представлены гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами (липариты, трахилипариты и трахиты, по номенклатуре Г. Розенбуша и В.М. Дервиз). Четкая локализованность интрузий, сходный состав пород, фаціальное, фазовое и геохимическое единство, а также данные абсолютного датирования — все это указывает на генетическую общность и близкоодновременное их образование. Вместе с тем приповерхностное размещение интрузий, разобщенность подводящих магматических каналов, устойчивость их существования достаточно долгое время делают их подобными вулканам, а в совокупности — вулканическому центру.

Усреднение данных по вещественному составу отдельных интрузий—каналов несет информацию о составе вещества в соответствующей точке зоны магнообразования (рис. 59).

Существует представление о разделении летучих компонентов на две группы по растворимости в силикатных расплавах: хорошо растворимые H_2O , HF , SO_2 , P_2O_5 и плохо растворимые N_2 , CO_2 , NH_3 , HCl (Кадик, 1975). Это, по-видимому, должно предопределять и их различное поведение в интрателлурическом потоке. Действительно, как

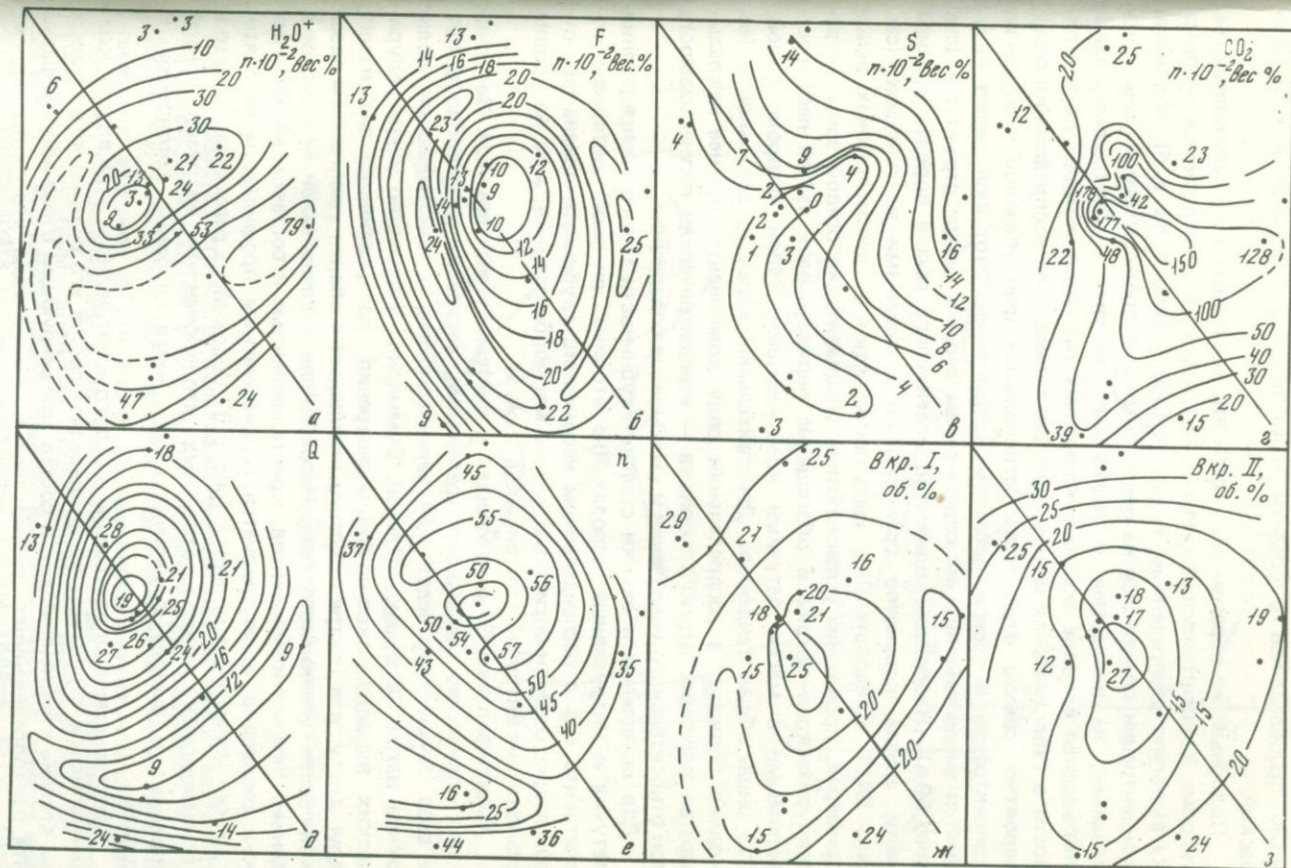


Рис. 59. Распределение некоторых компонентов, характеристик и кристалличности в субвулканических интрузиях Пятигорья (Кавказ). Прямая линия — положение профиля

показано выше, углекислый газ обнаруживает тенденцию к относительному преобладанию в средней части потока, а вода — в периферической.

Подобным же образом ведут себя эти компоненты и в лакколитах Пятигорья. Концентрически-зональную структуру интрателлурического потока выявляет распределение воды и фтора (см. рис. 59, а, б). Минимум концентрации приходится на центр потока, в промежуточной зоне — повышение, на периферии — повторное снижение. По-видимому, здесь сказывается влияние скрытых кольцевых разломов, которые на поверхности в геологических формах не проявляются. На распределении серы, вероятно, сильно отражается региональный фон: плавное повышение концентрации в северо-восточном направлении. Этот фон резко нарушается аномально низким содержанием серы в центре структуры (см. рис. 59, в). Наоборот, количество углекислого газа в породах средней части ареала повышено сравнительно с краевыми на порядок (см. рис. 59, г). Следовательно, здесь так же, как и в рассмотренных выше примерах, проявлены углекислотная специализация осевой зоны интрателлурического потока и обогащение периферийных частей легкорастворимыми в магме летучими компонентами: серой, фтором, водой. Это лишь общая тенденция. Действительный характер зональности несколько сложнее: в распределении ряда компонентов на нее накладываются вариации второго порядка — концентрическая перемежаемость зон относительного увеличения и уменьшения содержания.

Для выявления и оценки степени глубинности такого распределения летучих в интрузивных породах (не вторично ли оно?) интересно сопоставить его с распределением несомненно глубинных признаков, отражающих состояние системы в зоне магмообразования, а не на уровне становления интрузий (см. рис. 59, д, е, ж, з).

Характеристика Q , отражающая в системе пересчетов А.Н. Заварицкого количество свободного кремнезема, распределена подобно фтору и сере. Аналогично ведет себя характеристика n , показывающая долю окиси натрия в сумме щелочей. Суммарное количество интрателлурических вкрапленников по фазам внедрений распределяется аналогично друг другу и в центре структуры совпадает с общим увеличением здесь количества углекислого газа. Несомненное наличие связи между поведением летучих компонентов, кристалличностью и составом магматических расплавов иллюстрируется геохимическим профилем через Пятигорский магматический центр (рис. 60). Совокупное рассмотрение петрогеохимических свойств отдельных изолированных интрузий центра приводит к выводу о наличии между ними глубоких закономерных связей.

Пространственное положение каждого интрузивного тела внутри концентрической структуры предопределяет состав его силикатного вещества, степень кристалличности и состав ассоциирующей с ним летучей фазы. Эта предопределенность реализуется таким образом, что их принадлежность к единой целостной системе не оставляет никакого сомнения. Субвулканические интрузии выступают в качестве отдельных ее частей, закономерно сочетающихся друг с другом. Проектируя химическую

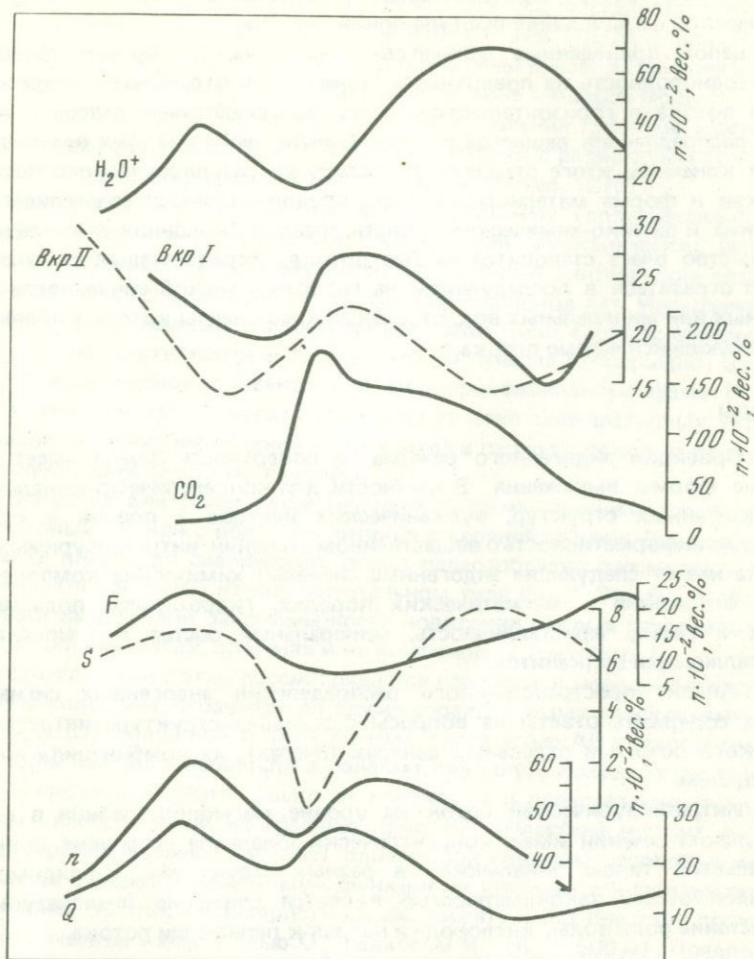


Рис. 60. Геохимический профиль через Пятигорский магматический центр

(вещественную) структуру области магмообразования на горизонтальную плоскость, они вместе с тем не противоречат предположению, что эта неоднородность может быть связана с дренированием разных гипсометрических участков вертикально протяженного магматического очага. Различие в концентрации воды и углекислого газа в интрузиях разных участков структуры достигает столь высоких значений (от 15 до 99 мол. %), что необходимо допустить для этих участков разницу в высотах кровли очага, достигающую более 12 км (Кадик, 1975). Такой перепад высот на расстоянии всего 5–6 км может быть представлен в виде апикального выступа кровли, образующего подобие крупной кольцевой дайки на своде очага. Относительная ее обогащенность водой, фтором, серой, щелочами (главным образом натрием) и кремнеземом

снижает температуру кристаллизации в ней, поэтому количество кристаллической фазы в дайке-выступе понижено.

В целом приведенные данные свидетельствуют о том, что латеральная неоднородность на поверхности может быть отражением неоднородности потока в горизонтальном сечении или следствием гипсометрического распределения вещества в очаге. Однако любая из этих возможностей в конечном итоге отражает структуру интрателлурического потока, так как и форма материнского очага предопределяется сочетанием физических и физико-химических свойств среды с "колонной фильтрации", а вещество очага становится частью потока. Экранирующая роль очага может отразиться в последующем на гидрохимической зональности термальных или минеральных вод, отдельные компоненты которых являются фильтрующейся частью потока.

ВЫВОДЫ

1. Проекция эндогенного режима на поверхность Земли имеет различные формы выражения. В частности, для концентрически-зональных магматогенных структур, вулканических центров и поясов в целом большую информативность о вещественном строении интрателлурического потока имеют следующие эндогенные сигналы: химические компоненты и их отношения в магматических породах, гидротермах, подземных водах и газах; кристалличность, минеральный состав и температура кристаллизации вулканитов.

2. Анализ пространственного распределения эндогенных сигналов может содержать ответы на вопросы о составе и структуре интрателлурического потока в отдельных центрах (очагах), их комбинациях и поясах в целом.

3. Интрателлурический поток на уровне магмообразования в горизонтальном сечении имеет концентрически-зональное строение с индивидуальным типом зональности в разных структурах. По-видимому, наиболее общей закономерностью является снижение температуры и возрастание роли воды, кислорода и натрия к периферии потока.

Глава 14

ПЛАВЛЕНИЕ СРЕДЫ ВОКРУГ ВУЛКАНИЧЕСКОГО КАНАЛА— МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ИНТРУЗИЙ ПОД ВУЛКАНОМ*

Среди обсуждаемых способов образования интрузий наиболее заслуживающими внимания являются внедрения с участием плавления. Плавление как механизм формирования значительных объемов магматических пород *in situ* принимается для коровых условий при ультраметаморфизме (Кузнецов, 1964; Менерт, 1971). Этот механизм снимает "проблему пространства", а его свидетельства весьма широко представлены в составе вулканических пород и содержащихся в них включений (Масуренков,

* Написана совместно с Ю.А. Горицким.

1971_{1, 2}; Масуренков, Вольнец, 1971). Все это заставляет связывать поиск способов образования системы вулкан—очаг с плавлением. Петрографические аспекты этого вопроса рассмотрены выше. Здесь предпринята попытка оценить масштабы плавления на основе тепловой модели. Подобные задачи решались для частных случаев плавления гранитов у остывающего базальтового тела (Смит, 1968) или в связи с радиальным тепловым потоком повышенной плотности (Шарапов, Голубев, 1976).

Наша постановка задачи исходит из реальных геологических предположений и в связи с развиваемой концепцией вулканических центров. Весьма существенным для нее является большая длительность развития таких центров, достигающая нескольких миллионов лет. Извержения через стабилизированный в пространстве канал (или систему сближенных каналов) осуществляются в геологическом смысле непрерывно. Это, наряду с естественной конвекцией в межпароксизмальные фазы (Кадик, 1971), обеспечивает относительное постоянство температурных условий в канале. Охлаждение верхней части канала в периоды покоя не проникает ниже некоторой (2–3 км) глубины.

В качестве длительно существующей системы принимается первично базальтовый вулкан с областью питания в верхней мантии. Для получения эффекта плавления сиалических пород целесообразно рассмотреть положение такого вулкана на континентальном типе коры. Это будет соответствовать выведенной закономерности появления кислых расплавов только в островных дугах, орогенах и на континентах (см. часть I).

В соответствии с этим рассматривается следующая модель. Берется бесконечная пластина, ограниченная двумя параллельными плоскостями АВ и CD (рис. 61) толщиной h ($h = 60$ км; плоскостью АВ представлена поверхность Земли; координата z означает глубину). Исходное распределение температур зависит только от глубины z и представлено функцией $T_0(z)$, изображенной на графике (рис. 62). Пластина состоит из трех слоев (гранит, базальт, пиролит) одинаковой толщины; тепловые характеристики считаются известными функциями глубины z и температуры T (подробнее об этих характеристиках см. ниже). Через пластину проходит цилиндрический канал с осью O_z радиусом R_0 ($R_0 = 500$ м). Предполагается, что с момента отсчета времени $t = 0$ на стенках цилиндра поддерживается температура, зависящая только от глубины z ; график зависимости температуры $T_k(z)$ канала от глубины z представлен на рис. 62 ($T_k(z)$ меняется линейно от 1200 до 1500°С). Область, прилегающая к каналу, за счет тепла канала начинает нагреваться и плавиться (процесс конвекции не учитывается). Задача состоит в том, чтобы оценить размеры областей проплавления (границы солидуса и ликвидуса) через различные промежутки времени.

Как видно из приведенных данных, избирается "наихудший" для плавления вариант — только кондуктивный отвод тепла от канала и сравнительно низкое содержание воды во вмещающих породах. Стенки канала не отождествляются с поверхностью ликвидуса, возникающей в окружающей среде, а для зон плавления принимается только кондуктивный теплоперенос, что в свою очередь снижает эффект плавления.

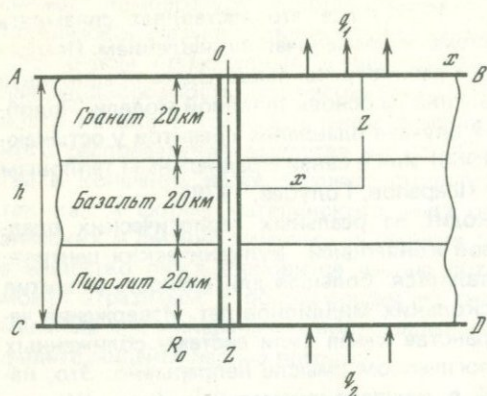


Рис. 61. Исследуемая модель. Пояснения в тексте

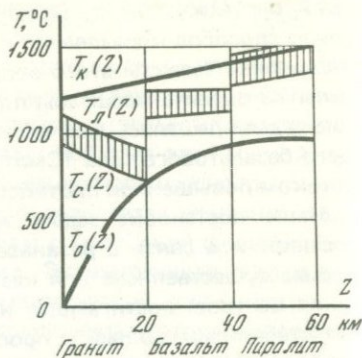


Рис. 62. Температурные характеристики модели

Пусть $T(x, z, t)$ — температура точки на глубине z и расстоянии x от оси цилиндра в момент времени t . Как известно (Карслоу, Егер, 1964), уравнение теплопроводности для цилиндра в неоднородной среде имеет вид:

$$\rho(z, T) \gamma(z, T) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{x} \frac{\partial}{\partial x} (\kappa(z, T) x \frac{\partial T}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial z} (\kappa(z, T) \frac{\partial T}{\partial z}), \quad (30)$$

где $\rho(z, T)$ — плотность на глубине z при температуре T ; $\gamma(z, T)$ — удельная теплоемкость (с учетом теплоты плавления); $\kappa(z, T)$ — коэффициент теплопроводности. На поверхности AB поддерживается температура, равная 0.

Обсудим постановку начальных и граничных условий. Предположим, что распределение температур $T_0(z)$ не зависит от времени и поддерживается на этом уровне, несмотря на охлаждающее влияние поверхности AB , за счет распределенных источников энергии.

Это предположение допустимо на том основании, что принятое распределение температур по глубине $T_0(z)$ соответствует инверсионно-орогенной стадии развития (Смит, 1968) длительностью $2-15 \cdot 10^7$, в среднем $6 \cdot 10^7$ лет (Белоусов, 1975). Рассматриваемые в задаче отрезки времени ($10^4, 10^5, 10^6, 10^7$ лет) составляют соответственно 0,017; 0,17; 1,7 и 17% от этого интервала. Следовательно, без большой погрешности для этих случаев указанное распределение температур можно считать стационарным.

Однако за 10^7 лет охлаждающее влияние поверхности AB может стать заметным на фронте теплового потока от канала. Ожидаемое снижение температуры составит не более 20%. Достижение большей расчетной точности содержит лишь мнимое приближение к истине, так как в самом выборе геотермического градиента предполагается возможность более широких вариаций (Белоусов, 1975).

Из предположения стационарности следует: 1) начальным условием

для уравнения (30) следует считать нулевую температуру пластины; 2) граничным условием на поверхности цилиндра следует считать разность $T_K(z) - T_0(z)$, под действием которой происходит разогрев пластины; 3) искомые температуры являются суммой $T_0(z)$ и решения $T(x, z, t)$ уравнения (30).

Будем предполагать также, что поперечный тепловой поток в пластине отсутствует. Этот поток в решаемой задаче (с учетом предыдущего предположения) вызывают три независимых фактора: 1) основной фактор: охлаждающее влияние поверхности АВ; этот фактор действует тем сильнее, чем ближе точка пластины находится к поверхности и дальше от цилиндра; влияние этого фактора оценивается ниже; 2) непостоянство по глубине нагревающей температуры $T_K(z) - T_0(z)$ очевидно (см. график на рис. 62), этот фактор действует наиболее сильно при малых z и при этом вызывает поперечный поток, перпендикулярный к потоку, обусловленному основным первым фактором, и потому пренебрежем его влиянием; 3) неоднородность среды, которая сказывается наиболее сильно на границах слоев, так как из-за различной скорости прогрева возникает разность температур, вызывающая поперечный поток. Этот фактор приводит к малой разнице в температурах, что будет видно из приведенных ниже результатов расчетов.

Оценим влияние первого фактора в предположении, что факторы 2 и 3 отсутствуют, т.е. пластина однородна и нагревается от цилиндрической поверхности, имеющей постоянную по глубине температуру T_K (начальная температура пластины — нулевая, и, кроме того, будем полагать, что свойства среды не зависят от температуры); все эти предположения означают, что решается уравнение (30) с постоянными коэффициентами ρ , γ и k , с нулевым начальным условием и граничными условиями: поддерживается постоянная температура: на поверхности АВ — нулевая, на цилиндре $T_K > 0$; через CD потока нет.

Покажем, что для точек (x, z) пластины, удовлетворяющих условию $x - R_0 \leq \frac{z}{L}$, $L > 1$, поперечный тепловой поток $q_{np}(x, z, t)$ в L раз меньше продольного $q_{пр}(x, z, t)$.

Действительно, пусть $T(x, z, t)$ — решение задачи; рассмотрим произвольную точку (x_0, z_0) в момент времени t . Через эту точку проходит изотерма $x(z, C_0)$, определяемая уравнением

$$T(x, z, t) = C_0, \quad (31)$$

где $C_0 = T(x_0, z_0, t)$ — температура в этой точке. Из физических соображений ясно, что изотермы имеют вид, показанный на рис. 63, т.е.

$$x(R_0, C) = 0, \quad x(z, C) > R_0, \quad \frac{d^2 x(z, C)}{dz^2} < 0, \text{ откуда}$$

$$\text{следует очевидное неравенство: } \left. \frac{dx(z, C_0)}{dz} \right|_{z=z_0} < \frac{x_0 - R_0}{z_0}. \quad (32)$$

Определим $\frac{dx(z, C_0)}{dz}$ из (31) как производную от неявной функции:

$$\left. \frac{dx(z, C_0)}{dz} \right|_{z=z_0} = - \left(\frac{\partial T(x, z, t)}{\partial z} / \frac{\partial T(x, z, t)}{\partial x} \right) \Bigg|_{\substack{x=x_0 \\ z=z_0}} \quad (33)$$

и учтем, что правая часть (33) представляет собой отношение величин поперечного и продольного потоков; из (32) получаем:

$$\left| \frac{q_{nn}(x_0, z_0, t)}{q_{np}(x_0, z_0, t)} \right| < \frac{x_0 - R_0}{z_0} \quad (34)$$

Если теперь будем рассматривать точки $(x_0 - R_0)$, для которых $\frac{x - R_0}{z} \leq \frac{z_0}{L}$, где $L > 1$, то для них в силу (34) будет справедливо:

$$\frac{q_{nn}}{q_{np}} \leq \frac{1}{L}, \quad (34, a)$$

откуда следует, например, что при $L = 5$ в точках, где $\frac{x - R_0}{z} \leq 0,2$, поперечным потоком (с точностью 20% от продольного) можно пренебречь, что существенно упрощает задачу, сводя ее (двумерную: по x и по z) к одномерной (только по x).

Итак, при каждом фиксированном z решается уравнение

$$\rho(z, T) \gamma(z, T) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa(z, T) x \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad (35)$$

с начальным условием $T(x, z, t) \Big|_{t=0} = T_0(z)$

и граничным условием $T(x, z, t) \Big|_{x=R_0=500_M} = T_K(z)$.

Зависимости $T_0(z)$ и $T_K(z)$ представлены на рис. 62. Там же даны температуры солидуса $T_c(z)$ и ликвидуса $T_l(z)$ как функции глубины z с учетом давлений. Их выбор представляет собой специальную задачу с большим интервалом неопределенности. Она решалась нами на основании следующих положений: а) обязательное участие воды при плавлении пород эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций; б) участие в составе флюида при плавлении пород этих фаций, помимо воды, других летучих, главным образом углекислого газа и азота; в) давление воды в пределах указанных фаций составляет 0,1–0,8 от общего давления (Добрецов и др., 1970; г) данные о роли воды в мантии свидетельствуют об отсутствии или крайне низком ее содержании (Добрецов и др., 1970; Соболев, 1973).

Положение ликвидусов и солидусов в P – T условиях выбрано для $P_{H_2O} = 0,1 P_{общ}$ (базальты) и $P_{H_2O} = 0,4 P_{общ}$ (граниты) в соответст-

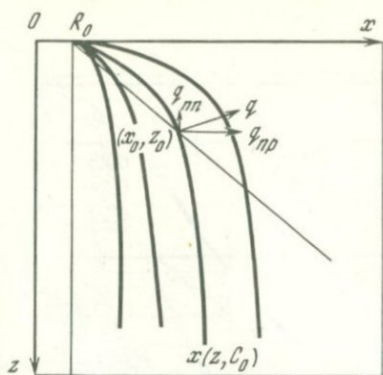


Рис. 63. Характер поведения изотерм. Пояснения в тексте

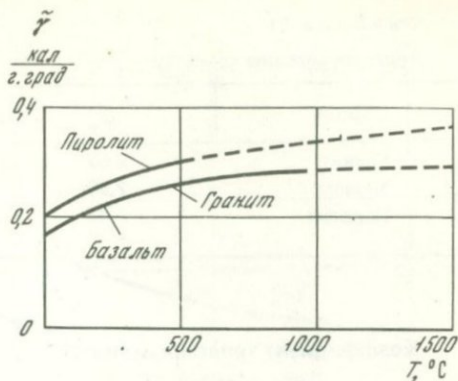


Рис. 64. Принятая в модели зависимость теплоемкости от температуры

вии с расчетами В.С. Соболева и Н.Л. Добрецова (Добрецов и др., 1970). Для мантии приняты "сухие" условия плавления (Рингвуд и др., 1968). Ликвидус проведен условно.

Коэффициент $\gamma(z, T)$ принят равным

$$\gamma(z, T) = \tilde{\gamma}(z, T) + \Delta\gamma(z, T), \quad (36)$$

где $\tilde{\gamma}(z, T)$ — удельная теплоемкость отражена на рис. 64 (Леонидов, 1967), экстраполяция показана пунктиром,

$$\Delta\gamma(z, T) = \begin{cases} Q_{пл}(z) \\ T_n(z) - T_c(z) \\ 0 \text{ при остальных значениях } T. \end{cases}, \quad T_c(z) < T \leq T_n(z) \quad (37)$$

Смысл $\Delta\gamma$: это добавка, обусловленная теплотой плавления; $Q_{пл}(z)$ — удельная теплота плавления; значения для $Q_{пл}$ приняты: $60 \frac{\text{ккал}}{\text{г}}$ для гранита, $90 \frac{\text{ккал}}{\text{г}}$ для базальта, $120 \frac{\text{ккал}}{\text{г}}$ для пиролита (рассчитано по данным Я. Мияки, 1969, и Справочника химика, 1962).

Плотность $\rho(z, T)$ принята в виде:

$$\rho(z, T) = \rho_0 \left(1 - \frac{\kappa\rho T}{10^4}\right),$$

$$\text{где } \rho_0 = \begin{cases} \rho'_0, & \text{если } T \leq T_n \\ \rho''_0, & \text{если } T > T_n \end{cases}$$

T_n — температура плавления, $T_n = \frac{T_c(z) + T_n(z)}{2}$; значения коэффициентов $\kappa\rho, \rho'_0, \rho''_0$ приведены в табл. 21.

Теплофизические свойства пород

Порода	ρ'_0	ρ''_0	$\kappa\rho$
Гранит	2,67	2,40	0,26
Базальт	2,98	2,79	0,24
Пиролит	3,40	3,0	0,22

Коэффициент теплопроводности

$$\kappa(z, T) \begin{cases} 5,0 \cdot 10^{-3} & \text{для гранита и пиролита} \\ 5,3 - \frac{0,1}{100} T \cdot 10^{-3} & \text{для базальта,} \end{cases}$$

значения $\kappa(z, T)$ указаны в единицах $\frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}$

Уравнение (35) решалось численным методом на ЦВМ М-220 для значений времени $10^4, 10^5, 10^6, 10^7$ лет и для значений z от 5 до 60 км с шагом 5 км, причем на границах двух сред — дважды (для одной и другой среды).

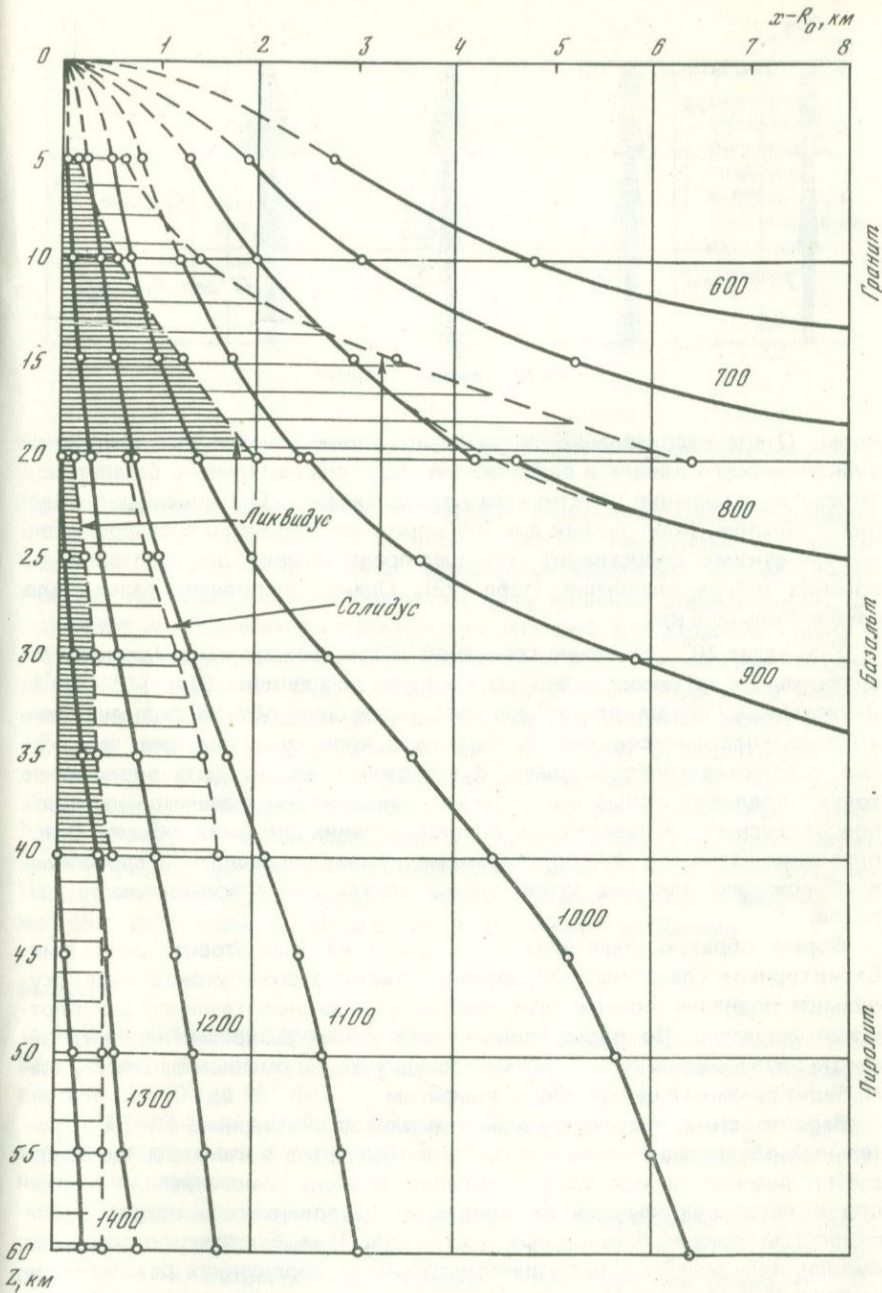
По функции $T(x, z, t)$ при каждом из четырех значений времени t были построены изотермы и границы солидуса и ликвидуса. На рис. 65 показано температурное поле при $t = 10^6$ лет с границами солидуса и ликвидуса. При других значениях ($10^4, 10^5, 10^7$) поле имеет аналогичный характер, границы ликвидуса и солидуса показаны на рис. 66. Изотермы на глубинах от 0 до 5 км на рис. 65 не рассчитывались, они проведены, исходя из физического смысла и изображены пунктирными линиями.

На рис. 65 и 66 видно, что на слое базальта образуется линза расплава. Она получается благодаря тому, что значения $T_c(z)$ и $T_n(z)$ для гранита близки к $T_0(z)$ (особенно на глубине 20 км, см. рис. 62), а при переходе к базальту эта разница скачком возрастает. Линза образовалась бы и в том случае, если бы граница между гранитом и базальтом проходила на меньшей глубине.

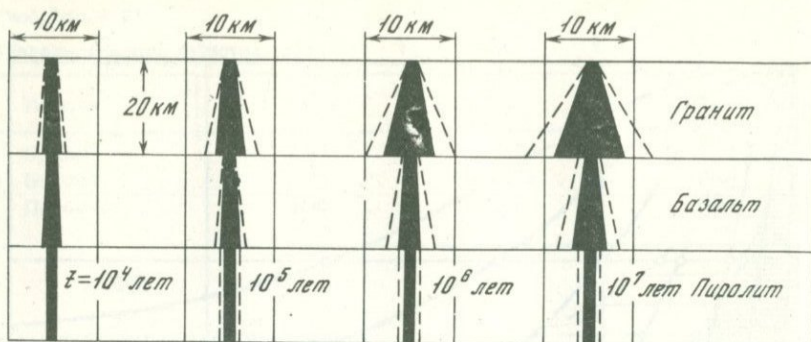
На границе гранита и базальта заметны разрывы в изотермах. Если бы при решении задачи учитывался поперечный тепловой топок, то разрывов в изотермах не было бы и они проходили бы через промежуточную точку. Очевидно, такая поправка была бы несущественной, что оправдывает пренебрежение третьим фактором, вызывающим поперечный поток.

Полученный результат представляет интерес в следующих аспектах: геологические следствия плавления сиалической коры базальтами; локализация, объем и форма очагов плавления; петрологический эффект плавления; вероятные варианты модели и их реализация в природных процессах. Кратко рассмотрим их.

Трехслойная модель позволяет оценить принципиальные возможности участия в процессе плавления основных структурных элементов



Р и с. 65. Распределение температур и положения солидуса и ликвидуса через 10^6 лет



Р и с. 66. Границы расплава

коры. Очаги расплавления значительно увеличиваются при внедрении вулканического канала в сиалическую кору сравнительно с базальтовой (в мантии плавление практически не происходит). О масштабах плавления гранитов (или любых других пород со сходным составом и теплофизическими свойствами) хорошее представление дают сведения об объемах очагов плавления (табл. 22). Оценка выполнена только для глубин больше 5 км.

Уже через 10^4 лет объем гранитной магмы вокруг канала становится сравнимым с объемом базальтов в канале до глубины 40 км (31 км^3). Зависимость "объем—время" линейна. Нарастание объема расплава между поверхностями солидуса и ликвидуса происходит быстрее, чем объема подликвидусного расплава. В извержение может быть вовлечен не только подликвидусный объем очага плавления, но и значительная часть подсолидусного. Приведенные оценки средних значений объема очага плавления (табл. 22) являются минимальными для расплавов, способных к извержению, так как эвтектоидный состав имеет большая часть гранитов.

Форма образующихся очагов — конус на базальтовом основании. Структурным следствием образования таких очаго-плутонов будет купольное поднятие поверхности над ними из-за значительного разуплотнения вещества. По периферийным кольцевым разломам наиболее вероятны извержения кислой магмы, базальтовые и смешанные скорее всего будут связаны с центральным аппаратом.

Вероятность вовлечения кислых расплавов в извержения и их значительный объем сравнительно с объемом базальтов в канале свидетельствуют о реальности механизма смешения. Степень гомогенизации расплавов и последовательность их появления на поверхности определяются скоростью подачи базальтовых расплавов. Чем быстрее формируется вулкан, тем больше у него шансов сохранить первичность базальтового состава. Вяло и длительно развивающиеся вулканы на гранитоидной коре должны иметь смешанный состав. Модель не исключает образования чистых риолитовых вулканов.

На регрессивной стадии после прекращения извержений конвекция в очаге может привести к полному перераспределению вещества и обра-

Таблица 22

Динамика плавления вещества гранитного слоя вокруг вулканического канала

Время, лет	Объем очага плавления, км ³			Отношение среднего объема плавления к объему вулканического канала в коре
	По поверхности ликвидуса	По поверхности солидуса	Среднее	
10 ⁴	10	35	22	0,7
10 ⁵	35	160	100	3,2
10 ⁶	110	650	380	12,2
10 ⁷	347	3000	1670	53,9

щению составов: начало кристаллизации тугоплавких фаз у периферии и завершение гранитной эвтектикой в центре. Некоторые природные объекты вполне соответствуют различным вариантам рассмотренной модели. Наиболее важным моментом здесь является обязательность пересечения вулканическим каналом гетерогенной анизотропной среды и неизбежное возникновение вследствие этого очагов плавления. Форма, размеры и число их будут определяться, помимо энергетики самого канала, комбинацией свойств среды. В роли теплоносителя может выступать не только вулканический канал. Это может быть интрузия или даже интрателлурический поток, локализованный зоной нарушения. Существенным является то, что такие вертикально протяженные термогены, являясь частью радиального теплопереноса, обеспечивают возникновение локальных тангенциально направленных тепловых потоков. Их включение в общий механизм перемещения вещества и энергии может обеспечить возникновение очагов-интрузий под вулканами.

Выводы

1. Оценен эффект теплового воздействия (кондуктивный поток) вулканического канала на кристаллические породы для разных отрезков времени: от 10⁴ до 10⁷ лет.

2. Принята трехслойная модель среды под вулканом (граниты, базальты, пиролиты) с орогенным типом начального распределения температур по глубине.

3. Плавление гранитоидных пород вокруг цилиндрического канала приводит к преобразованию его в конус и может иметь заметный геологический и петрологический эффект как один из способов образования периферических очагов-интрузий и смещения магм разного состава.

4. В связи с формированием локальных вулканических центров и очаговых концентрически-зональных структур необходимо учитывать тангенциальную составляющую теплового потока.

**ВУЛКАНИЗМ — ЭКСТРЕМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ
ЭНДОГЕННОГО ПОТОКА ВЕЩЕСТВА И ЭНЕРГИИ****СВЯЗЬ ВУЛКАНИЗМА С ПРЕОБРАЗОВАНИЕМ ВЕЩЕСТВА
В АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИЯХ МЕТАМОРФИЗМА**

Распределение вещества между жидкой и твердыми фазами и состав твердых фаз в вулканитах вскрывают их гетерогенную природу и высокотемпературный субликвидусный характер. В большинстве своем вкрапленники вулканитов представляют собой начальную фазу при кристаллизации и конечную при плавлении. Этим самым определяется место вулканизма как высшей экстремальной фазы в процессах глубинного метаморфизма вещества. Такой подход открывает возможности изучения тех стадий глубинной эволюции вещества, следы которых совершенно не сохранились в подсолидных парагенезисах ультраметаморфических и интрузивных пород.

Существующие представления о невозможности миграции силикатного вещества из зон ультраметаморфизма к поверхности, по-видимому, не исчерпывают действительных возможностей природного процесса. Они справедливы только для эвтектоидных систем, насыщенных водой. Природные расплавы продвинуты значительно дальше как по составу, так и по температуре, а роль воды как теплоносителя с глубиной падает и меняется в ходе развития системы.

Все это делает необходимой постановку принципиально новой задачи — использования вулканитов в качестве источника сведений о масштабах, типах и механизмах ультраметаморфического преобразования вещества в глубинных условиях. На первых порах задачу следует ограничить поисками подобия в системе признаков, объединяющих вулканиты с хорошо изученными метаморфическими фациями. В качестве таких признаков рассмотрим следующие: геология метаморфических фаций и ее соответствие с позицией сравниваемых вулканитов, химический состав и минеральные ассоциации, породные парагенезисы в метаморфитах и включения в вулканитах, термобарические условия минералообразования. Среди известных метаморфических фаций в качестве наиболее вероятных корней вулканов могут быть названы амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая. Ограничимся анализом первых двух, так как для орогенных вулканитов связь с эклогитами из-за отсутствия барофильных минералов среди вкрапленников менее определена.

Геологические позиции амфиболитовой и гранулитовой фаций не противоречат идее сопряженности с ними вулканического процесса. Зоны регионального метаморфизма высоких ступеней приурочены к геосинклинальным областям, а основные эпизоды метаморфизма совпадают или несколько запаздывают относительно главных эпизодов складчатости. Установлена корреляция между местом и временем проявления не только метаморфизма и складчатости, но и метаморфизма с плутонизмом. Классическим примером подобной корреляции стали дальредские кристалли-

ческие сланцы и гранитоиды Шотландии и Ирландии (Ферхуген и др., 1974). Интересны данные о возрасте метаморфизма и складчатости в зоне Альпийского разлома Новой Зеландии. Метаморфизм начался здесь одновременно со складчатостью примерно 130–100 млн. лет назад и продолжается до настоящего времени. Последние определения возраста относятся к наиболее высокометаморфизованным кристаллическим сланцам (4 млн. лет), связанным с движениями по Альпийскому разлому в плиоцене (кейкурская орогения). Термический градиент в зоне разлома необычайно высок (250°C на глубине 700–1500 м), что обеспечило плавление юрских осадков в плиоценовое время на относительно небольшой глубине и образование игнимбритовых покровов. Это дало основание Дж. Ферхугену с соавторами отметить "... вероятность непосредственной связи метаморфизма высокой ступени в альпийских кристаллических сланцах с движениями по Альпийскому разлому и с третичным вулканизмом ..." (Ферхуген и др., 1974, стр. 635). Единство метаморфических, метасоматических, плутонических и вулканических формаций неоднократно подчеркивалось Г.М. Заридзе и закреплено им в понятии "эндогенная формация" (Заридзе, 1970). Особенно очевидна одновременность места и времени проявления орогенных эффузивных, вулканогенно-интрузивных и батолитовых формаций, показанная Ю.А. Кузнецовым (1964). Именно с этими типами формаций совпадает период интенсивного глубинного преобразования вещества — амфиболитовая и гранулитовая фации. Последняя, правда, известна лишь для архейских и протерозойских образований, что послужило основанием для отнесения пород этой фации только к ранним этапам развития Земли (Другова и др., 1972). Для метаморфизма пород достаточно воздействия на них высоких температур и давлений. Соотношение этих параметров в истории развития планеты может меняться, но условия, при которых полностью не совпадали бы интервалы 4–15 кбар и 750–1050°C (обстановка гранулитовой фации) в недрах Земли, конечно, еще не наступили. Поэтому мы обязаны признать факт непрерывности образования пород гранулитовой фации в течение всей истории развития Земли до настоящего времени. Области более молодого, чем протерозой, обширного "гранулитобразования" еще не вскрыты эрозией, но постепенность переходов к ним может быть установлена от пироксен-роговиковых фаций контактового метаморфизма (Ревердатто, 1970) через региональный плутонический или контактово-региональный метаморфизм (Harker, 1932; Turner, 1949; Miyashiro, 1961 — из Ревердатто, 1970; Хорева, 1969).

Размеры и форма выходов гранулитовых комплексов варьируют от сравнительно мелких до крупных (единицы — сотни километров), от изометрических до удлинённых (отношение длины к ширине 1,4–6,0). Средние размеры зоны развития гранулитов составляют 200 x 80 км. Обычно они слагают ядра куполов и субизометричных антиклиналей, обрамленных породами амфиболитовой фации. Таковы гранулиты Грампианских гор (Андерсон, 1968), комплексов Гренландии: Исорток, Кангамиут, Нордленд (Бетельсен, Нью-Ньюгорт, 1968), Алданского щита и Прибайкалья (Крылова и др., 1972), Саксонии (Раген, 1972), Лапландии (Другова и др., 1972). Известны и другие соотношения между породами

Средний химический состав пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метамор

Окислы	Амфиболитовая фация					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53,8	55–60	66,4	68,2	68,3	71,5
Al ₂ O ₃	14,3	16,8	16,4	15,0	16,0	16,1
Fe ₂ O ₃	3,1	2,7	1,5	0,6	4,4	—
FeO	8,6	4,9	3,0	4,4		1,8
MgO	6,5	3,5	2,4	1,8	1,2	0,7
CaO	9,0	4,6	3,4	3,1	3,0	3,1
Na ₂ O	3,6	4,0	4,1	3,3	3,4	4,3
K ₂ O	1,1	3,1	2,9	3,5	3,7	2,4

П р и м е ч а н и е. 1 — основные кристаллические сланцы Алдана и ЮЗ Прибайкалья (Крылова и др., 1972); 2 — гранитоиды Алдана и ЮЗ Прибайкалья (там же); 3 — провинция Квебек, Канада (Eade a.o., 1966); 4 — Шары́жалгайская серия, ЮЗ

гранулитовой и амфиболитовой фаций; секущее положение вторых относительно первых (Шары́жалгайский массив в Прибайкалье, Крылова и др., 1972), реликтовые блоки первых во вторых (район Йорка, Австралия — Wilson, 1958 — из Добрецова и др., 1972, 1) и др. И все же наличие куполообразных структур для площадей развития пород гранулитовой фации и чарнокитов признается в качестве их наиболее характерной особенности (Крылова и др., 1972, стр. 22). Этот вывод представляется особенно интересным, так как выявляет вполне определенные черты морфологического подобия и однозначности геологического положения глубинных метаморфических фаций и поверхностных вулканических комплексов островодужной и орогенной стадий. Речь идет о большом сходстве купольно-кольцевых структур, являющихся генетическими ячейками процессов, разделенных толщей земной коры, но объединяемых главным своим свойством — высокой концентрацией энергии.

Графики пространственных вариаций породообразующих окислов в вулканиках Камчатки свидетельствуют о химической неоднородности областей генерации расплавов (рис. 55–57). Осевая зона пояса относительно обогащена магнием, обеднена окисным железом и натрием. При этом она распадается на отдельные изометричные участки, внутри которых эти признаки еще более усиливаются. Если обратиться к данным о среднем химическом составе пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, то нетрудно убедиться, что эти же признаки лежат в основе различия гранулитовых и амфиболитовых сланцев Алдана и Прибайкалья (табл. 23, ан. 1). В целом отмечается несколько более основной характер пород гранулитовой фации сравнительно с амфиболитовой при заметной индивидуальности тех или иных комплексов. Имеющиеся данные свидетельствуют об устойчивом преобладании в гранулитах алюминия, закисного же-

физма, вес %

	Гранулитовая фация					
	1	2	3	4	5	6
	49,7	55–60	65,1	57,7	67,4	65,0
	15,3	19,2	17,1	16,1	14,8	16,4
	2,6	1,0	1,5	1,6	6,4	1,9
	11,1	5,1	3,5	8,7		4,5
	8,0	2,6	2,3	5,2	1,8	2,2
	9,8	4,8	3,7	6,3	4,1	5,8
	2,4	4,2	4,1	2,9	2,6	3,5
	1,1	3,1	2,7	1,5	2,9	0,6

Прибайкалье (Крылова и др., 1972); 5 — метаморфиты Патомского нагорья (Петров, Макрыгина, 1975); 6 — Западная Гренландия (Romberg, 1951)

леза и кальция, а в амфиболитах — кремния. Преобладание в последних щелочей заметно, но не столь устойчиво (табл. 23). Значимое химическое отличие пород разной степени регионального метаморфизма свидетельствует о том, что он сопровождается перераспределением вещества между ними. Из этого должны исходить и попытки установления связи между процессами метаморфизма и вулканизма: выделение в орогенных вулканиках пород с амфиболитовыми и гранулитовыми признаками соответственно.

Для получения "независимых" от геологической обстановки данных такое деление выполнено мной на основе минералогических признаков: в гранулитовую ассоциацию были отнесены все вулканики с двупироксеновым парагенезисом вкрапленников, в амфиболитовую — амфибол- и биотитсодержащие (табл. 24). Дациты и липариты изъяты из рассмотрения как породы, в которых появление амфибола и биотита может быть не связанным с их принадлежностью к гипотетическим ассоциациям, а может отражать лишь их петрографическую принадлежность.

Такое деление соответствует принятым критериям определения объема гранулитовой (ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз + калишпат) и амфиболитовой (роговая обманка + плагиоклаз и эпидот + роговая обманка + альбит) фаций (В.В. Хлестов, из Добрецова и др., 1972). Переход систем в солидус—ликвидусный интервал несколько меняет набор критических ассоциаций минералов — исчезают калишпат, эпидот и альбит. Конкретные примеры по Налачевской и Семячической структурам, наоборот, выбраны по геологическому признаку — магмообразование в первой предполагается в обстановке амфиболитовой фации, во второй — в гранулитовой. Попарное сравнение соответствующих типов пород показывает, что все устойчивые признаки отличия метаморфичес-

Химический состав средних типов неоген-четвертичных вулканических пород

Окислы	Амфиболитовая ассоциация					
	Налачева			Зона в целом		
	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	52,0	55,5	59,9	52,7	56,6	60,4
Al ₂ O ₃	17,2	16,4	16,8	16,8	18,1	17,5
Fe ₂ O ₃	5,6	3,6	3,1	4,4	4,2	4,5
FeO	3,6	4,7	3,5	4,5	3,3	2,3
MgO	8,1	8,0	4,2	7,8	4,0	3,2
CaO	9,8	8,0	7,0	7,4	7,8	6,7
Na ₂ O	2,7	3,1	3,9	2,5	3,2	3,8
K ₂ O	0,9	0,9	1,6	4,1	3,0	1,7

Примечание. 1 — базальты, 2 — андезито-базальты, 3 — андезиты. При вычислении средних использовано следующее количество анализов: Налачева — 49, Се-

ких фаций повторяются и в вулканитах: преобладание алюминия, закисного железа и кальция в вулканитах двупироксеновой ассоциации, кремния и щелочей — в амфибол-биотитовой.

Успешность деления вулканитов по минералогическому признаку на две ассоциации позволило вернуться к уяснению их геологических позиций (рис. 67). Как и в случае с метаморфическими фациями, гранулитовая (двупироксеновая) ассоциация вулканитов образует подобие изометричных локальных структур в поле амфиболитовой. Минералогическая зональность в общем соответствует выявленной ранее химической зональности пояса. На Курильских островах амфиболсодержащие вулканиты встречаются преимущественно на Малой Курильской дуге (меловые и палеогеновые) и на западной зоне Большой Курильской дуги, т.е. как бы обрамляют с двух сторон пояс двупироксеновых вулканов.

Генетическая близость орогенных вулканических пород породам амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма вытекает из сопоставления их пироксенов. На рис. 68 показана парная корреляция ряда компонентов в этих минералах из различных парагенетических типов изверженных и метаморфических пород (по средним значениям). Пироксены вулканитов обнаруживают очень большое сходство с пироксенами именно этих метаморфических фаций. При этом обнаруживается наибольшее подобие пироксенов андезитов и дацитов пироксенам амфиболитов и гранулитов, а пироксенов базальтов пироксенам ультраосновных гнейсов из гранулитовой фации и эклогитоподобных пород.

Включения в вулканитах двух выделенных ассоциаций существенно отличаются по устойчивому набору петрографических типов пород: в амфиболитовой — амфиболиты, горнблендиты, амфиболовые габбро, гнейсы, мигматиты, амфиболовые и хлоритовые сланцы, амфиболиты-

амфиболитовой и гранулитовой ассоциаций Курило-Камчатской зоны, вес. %

	Гранулитовая ассоциация					
	Семячик			Зона в целом		
	1	2	3	1	2	3
	50,5	54,3	58,9	51,4	55,7	60,5
	20,3	17,2	16,6	18,6	18,3	17,5
	2,9	2,7	3,2	4,3	3,4	3,4
	6,6	6,8	5,8	6,0	5,10	3,8
	5,2	5,9	3,2	5,9	4,4	3,0
	11,5	9,0	7,0	10,2	8,5	6,8
	2,6	3,0	3,8	2,6	3,0	3,4
	0,5	1,2	1,5	0,9	1,2	1,6

мячик — 43. Зона в целом — 147 (амфиболитовая ассоциация) и 1152 (гранулитовая ассоциация)

рованные пироксениты; в гранулитовой — пироксеновые и оливин-пироксеновые габбро, габбро-анортозиты, алливалиты. Возможны и смешанные ассоциации, как это выше показано для Ключевской группы вулканов. В общем, однако, намечается некий антагонизм между амфиболсодержащими сланцево-гнейсовыми включениями, с одной стороны, и двупироксеновыми или оливин-пироксеновыми габброидами, алливалитами и анортозитами, с другой. Случаи совместного их нахождения не отмечены. Наиболее типичными представителями, содержащими амфиболитовый комплекс включений, являются вулканы Жупановский, Авачинский, Корякский, Козельский, Камбальный, Кошелевский. "Чистый гранулитовый" набор включений обнаружен на вулканах Малый Семячик, Академии наук, Ксудач, Ильинский. Необходимо отметить еще одну существенную особенность включений двух выделенных ассоциаций: в амфиболитовой значительно чаще присутствуют породы со сланцевыми и гнейсовыми текстурами, для гранулитовой более характерны массивно-кристаллические.

Все это дает основание рассматривать указанные наборы включений как парагенезисные, соответствующие разной физико-химической обстановке в областях амфиболитового и гранулитового магмообразования. Действительно, это находится в соответствии с данными о парагенезисах петрографических типов пород гранулитовой и амфиболитовой фаций. Для гранулитов характерны чарнокиты, габбро, нориты, анортозиты, двупироксеновые гнейсы и сланцы (Другова и др., 1972). В амфиболитовой фации наиболее распространенными породами являются амфиболиты, мигматиты, биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы (Добрецов и др., 1972). Таким образом, петрографический состав включений в двух ассоциациях вулканитов почти буквально повторяет состав пород

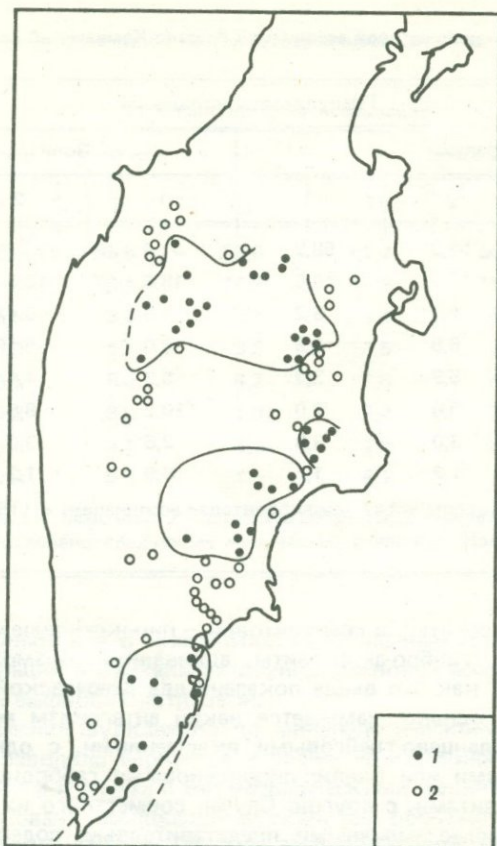


Рис. 67. Пространственное соотношение двупироксеновых (1) и амфибол-, биотит-содержащих (2) неоген-четвертичных вулканитов Камчатки

в указанных метаморфических фациях. Что касается большей расщепленности включений амфиболитового профиля, то это тоже соответствует установленной закономерности — более интенсивной складчатости и многократного повторного расщепления пород амфиболитовой фации сравнительно с гранулитовой (Крылова и др., 1972, стр. 22).

Термобарические условия, в которых происходит формирование пород метаморфических фаций, следующие: амфиболитовая 3–12 кбар и 650–850°C, гранулитовая 4–15 кбар и 750–1050°C (Добрецов и др., 1972). Минеральные ассоциации в орогенных вулканитах однозначно указывают на невозможность их кристаллизации глубже 60 км (18 кбар): неустойчивость анортита + форстерита выше 9 кбар и отсутствие шпинели и гранатов, появляющихся в подобных системах выше 18 кбар. Надсолидусные температуры в вулканитах значительно превышают указанные интервалы метаморфических фаций, однако наличие биотита и амфиболов в вулканитах амфиболитового профиля указывает на относительно более низкую температуру их кристаллизации.

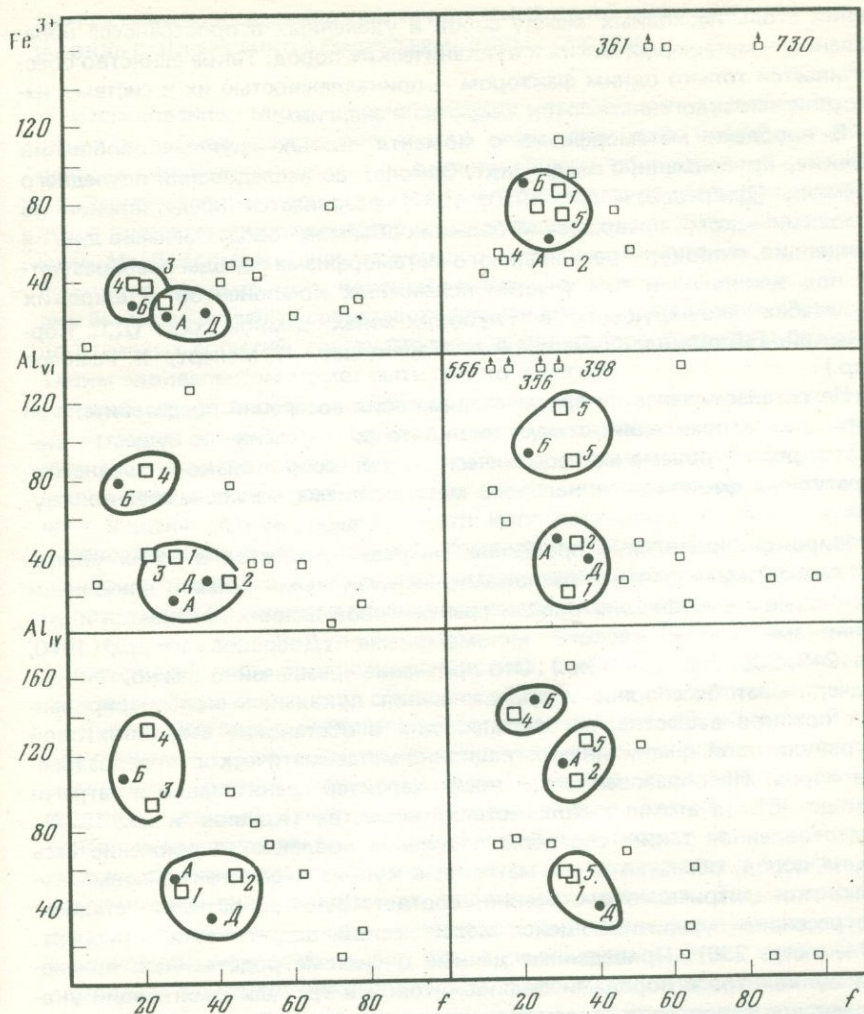


Рис. 68. Средние составы пироксенов разных парагенетических (формационных) типов

1 — амфиболиты; 2 — гранулиты; 3 — ультраосновные гнейсы без шпинели; 4 — ультраосновные гнейсы; 5 — эклогитоподобные породы с гиперстеном; А — андезиты, Б — базальты, Д — дациты. I — ортопироксены; II — клинопироксены. Мелкими квадратами показаны пироксены других парагенетических типов изверженных и метаморфических пород (Добрецов и др., 1971)

Данные о геологии, химическом и минералогическом составе, минеральных и петрографических парагенезисах, условиях кристаллизации свидетельствуют о большом сходстве и вероятной генетической близости орогенных вулканитов и пород гранулитовой и амфиболитовой фаций. Неслучайность подобия или совпадения признаков следует из их системности и указывает на единство процессов, лежащих в основе происхож-

дения столь несходных между собой и удаленных в пространстве образований — метаморфических и вулканических пород. Такое единство обеспечивается только одним фактором — принадлежностью их к системе, известной как эндогенный поток вещества и энергии.

В проблеме метаморфизма с момента первых крупных обобщений (Бекке, Грубенманн, Гольдшмидт, Эскола) до исследований последнего времени (Добрецов и др., 1970, 1972) развивается представление об "изохимическом" превращении больших объемов пород. Согласно другой концепции, в процессе регионального метаморфизма породы преобразуются под влиянием и при участии подвижных компонентов, в широких масштабах мигрирующих в глубоких зонах земной коры (Д.С. Коржинский, Г.Баклунд, Т.Барт, А.А. Маракушев, К. Менерт, Х. Рамберг и др.).

Не останавливаясь на аргументации своих воззрений представителями этих двух направлений, отмечу лишь, что разногласия по существу касаются роли и объема метасоматических процессов в низко- и среднетемпературных фациях регионального метаморфизма малых и средних глубин.

Широкое проявление процессов миграции вещества в зонах ультраметаморфизма в связи с разломами, интрузивными телами, локальным анатексисом в амфиболитовой и гранулитовой фациях признается и сторонниками изохимического метаморфизма (Добрецов и др., 1970, стр. 249, 250, 255, 289 и др.). Это признание чрезвычайно важно, так как подчеркивает бесспорность существования локальных концентрированных потоков вещества, осуществляющих в обстановке амфиболитовой и гранулитовой фаций инфильтрационно-метасоматическое преобразование пород. Преобразование это носит характер гранитизации и затрагивает до 38% (в атомных количествах) вещества (Крылов и др., 1972). Подготовленное таким способом плавление вовлекает в движение весь объем пород, образуются мигматитовые купола (гранито-гнейсовые купола) концентрического строения, соответствующие разным "стадиям прогрессивно увеличивающейся механической подвижности" (Менерт, 1971, стр. 236). Приведенные данные о системе родственных признаков вулканитов с породами амфиболитовой и гранулитовой фаций указывают на вероятность того, что эта подвижность может простираться до земной поверхности.

Выводы

1. Установлена система родственных признаков, свидетельствующая о вероятности генетической связи орогенных вулканитов с амфиболитовой и гранулитовой фациями метаморфизма.

2. Связь вулканического и метаморфического процессов может быть понята на основе представлений о локализованном эндогенном потоке вещества и энергии, вызывающем инфильтрационно-метасоматическое преобразование и плавление глубинных горизонтов Земли. Вовлечение вещества в плавление и миграция расплава к поверхности отвечают экстремальному состоянию эндогенного потока.

ЭНЕРГЕТИКА ВУЛКАНИЗМА, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЕЕ ПО ПЛОЩАДИ И СВЯЗЬ С ЭНЕРГЕТИКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Исследование таких геометрических параметров вулканизма, как объем вулканов, расстояния между ними, плотность в вулканических центрах, неизбежно приводит к представлениям об энергетике вулканизма. Этому способствуют также данные о температуре расплавов, длительности вулканических процессов и их соотношении с глубинным магматизмом. Необходимость энергетического аспекта при изучении вулканизма диктуется, помимо того, поисками некоего эквивалента, который позволил бы количественно сопоставить вулканизм с рядом других, качественно отличных событий, совместно участвующих в преобразовании планеты. Таким эквивалентом может быть только энергия.

Наиболее распространенной формой выражения мощности вулканизма является объем его продуктов, в первую очередь твердых. Значительные трудности возникают при соотношении объемов вулканитов с площадью генерации, так как последняя величина в подавляющем числе случаев лишена всякой определенности. Использование для этого площади распространения вулканитов по поверхности Земли (Куно, 1972) совершенно не оправдано, так как не содержит никакой логики — может быть сколь угодно больше или меньше площади генерации. Соотнесение площадей теплового питания вулканов и кальдер (Ковалев, 1971) может рассматриваться как некое приближение к истине: в нем заложено признание связи поверхностных структур с динамикой корневых зон вулканов.

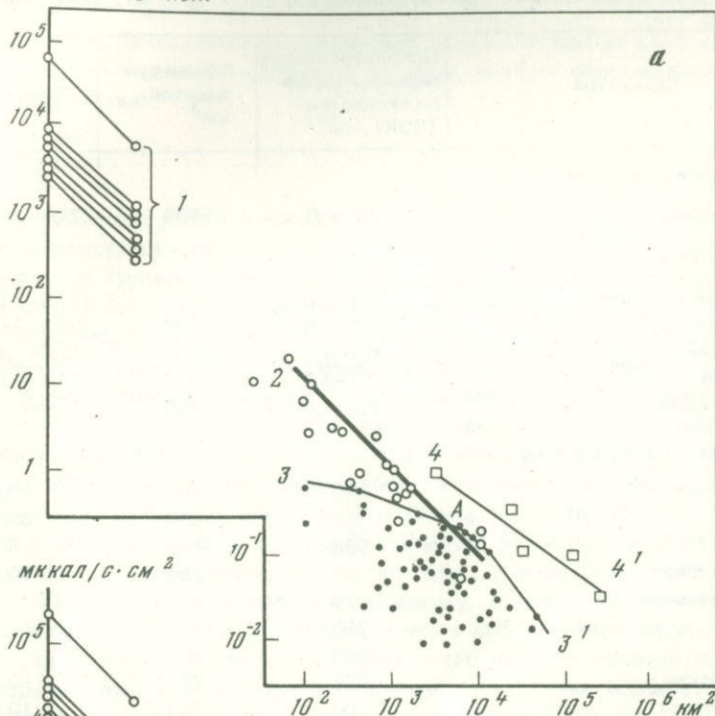
В соответствии с развиваемой автором концепцией, кальдерой ни в пространстве, ни во времени не исчерпывается структурное воплощение эндогенного потока. Точно так же лишь частью этого потока является внутрикальдерный вулкан или группа вулканов. Только вулканический центр и вмещающая его купольно-кольцевая структура в наибольшей степени отражают состояние эндогенного потока вещества и энергии, поэтому именно они приняты для оценки его мощности. Задача при этом состояла в выяснении характера распределения вещества и энергий потока в горизонтальном сечении, так как в ее решении виделась возможность осмыслить основную закономерность тепло- и массопереноса в вулканическом процессе. Предположение об одинаковой плотности теплового потока по всему горизонтальному сечению области питания, помимо несоответствия природе, такую возможность исключает.

Сущность предлагаемого способа решения поставленной задачи состоит в отнесении объема вулканитов к площади вмещающей кольцевой структуры, которая выявляется геологической съемкой и дешифрированием топоосновы, космических и аэрофотоснимков. Телескопированность таких кольцевых структур представляет возможность получить для них несколько значений удельной мощности вулканизма от ее центральной части (сердцевины) до периферических зон и структуры в целом. Однако только во всей совокупности рассмотренных структур сквозь крайнее рассеяние данных вырисовывается устойчивая обратная зависимость удельной мощности вулканизма от площади структуры. Особенно отчетливо это видно по максимальным значениям усредненной за четвертич-

ный период мощности, выраженной через объем вулканитов, приходящейся на 1 км^2 площади структуры за 1 миллион лет (рис. 69, а, кривая $ЗАЗ'$). Для малых и средних структур площадью $10^2 - 3 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ снижение максимальных значений мощности с ростом структуры происходит таким образом, что суммарный объем вулканитов при этом возрастает до некоторой предельной величины ($1000-2000 \text{ км}^3$ за четвертичный период), больше которой структура произвести не может (см. рис. 69, а, отрезок $ЗА$ на кривой $ЗАЗ'$). Площадь такой критической структуры не превышает примерно 3000 км^2 , что при равенстве осей составляет $60-65 \text{ км}$ в диаметре. Дальнейший рост структуры уже не связан с увеличением объема вулканитов в ней, и зависимость между ее площадью и мощностью вулканизма приобретает обратно пропорциональный характер (см. рис. 69, отрезок $АЗ'$ на кривой $ЗАЗ'$). Накопление значительно больших объемов вулканитов за тот же отрезок времени на аналогичных по размерам площадях может быть связано только с включением в такие площади нескольких более мелких кольцевых структур с предельной мощностью вулканизма. Такие случаи фиксируются кривой $4-4'$, описывающей зависимость между площадью и мощностью вулканизма в совокупностях кольцевых структур—вулканических поясов Камчатки и Японии. Здесь, как и на кривой $ЗА$, приращение площади пояса сопряжено с увеличением объема вулканитов и снижением средней удельной мощности вулканизма.

Обратно пропорциональная зависимость между площадью структур и удельной мощностью вулканизма, означающая достижение такими структурами предельной для данного отрезка времени вулканогенности, побуждает подробнее рассмотреть этот феномен. Для этого необходимо ввести понятие о площади эксплозий (ПЭК) как минимальной площади, очерчивающей изометричную или субизометричную группу вулканов вулканического центра по внешнему контуру кратеров. Сближение вулканов сокращает площадь эксплозий таким образом, что кратер одиночного вулкана можно рассматривать как крайнюю степень ее сокращения. Расчет удельной мощности четвертичного вулканизма по площади эксплозий подтвердил существование обратно пропорциональной зависимости удельной мощности от площади вулканизма и реальность предельного вулканического объема (см. рис. 69, а, прямая $2-2'$). Крупные одиночные вулканы (предельные вулканы второго рода или супервулканы) оказались однозначными по энергетике вулканическим центрам (см. рис. 69, а, семейство прямых 1). Характеризуясь наиболее высокой "пропускной способностью" на единицу площади, они в состоянии вынести на поверхность такое же количество вулканического материала, как и крупнейшие вулканические центры, — не более $1000-2000 \text{ км}^3$ за четвертичный период. Подобным же образом выглядит зависимость удельной интенсивности вулканизма от площади эксплозий в тепловом выражении (табл. 25 и рис. 69, б). Разумеется, приводимые величины в известной мере условны, так как ошибка накапливается от сложения таких не вполне количественно определенных категорий, как возраст, объем и площадь. Она составляет, вероятно, не более 100%, лишь для гавайских вулканов возможно ее существенное увеличение.

$\text{км}^3/\text{км}^2 \cdot 10^6 \text{ лет}$



$\text{мкккал/г} \cdot \text{см}^2$

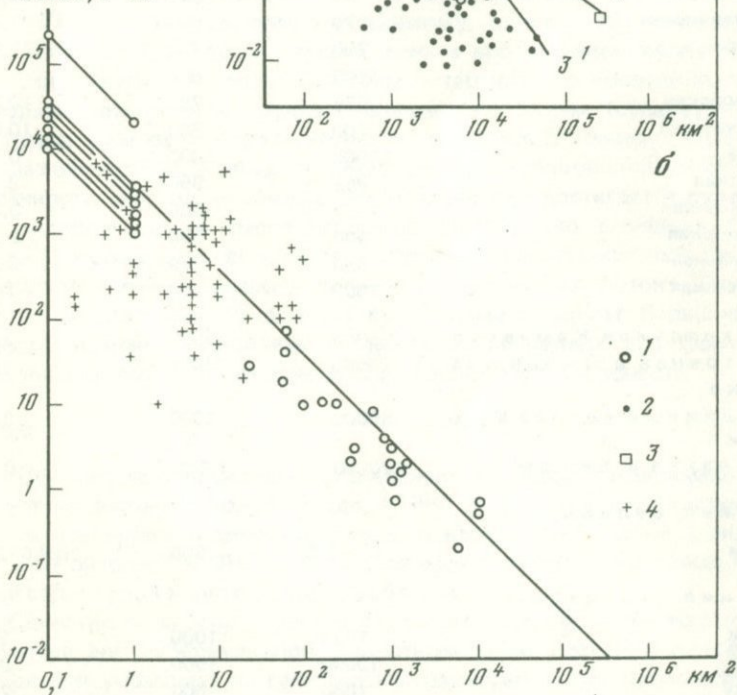


Рис. 69. Зависимость мощности вулканизма и гидротермального процесса от размеров площадей эксплозии (1), кольцевых структур (2), вулканических поясов (3) и геотермических районов (4)

Таблица 25

Средняя мощность некоторых вулканических структур за четвертичный период

Структура	Приблизительные размеры площади эксплозии (ПЭК), км ²	Объем вул- канитов, км ³	Мккал/с · см ²
о. Гавайи, вулкан:			
Мауна Лоа	0,1—1,0	6000	(22,0—2,2) · 10 ⁴
Камчатка, вулканы:			
Большая Кетепана	0,1—1,0	1000	(33,0—3,3) · 10 ³
Шивелуч	0,1—1,0	900	(30,0—3,0) · 10 ³
Ичинский	0,1—1,0	450	(15,0—1,5) · 10 ³
Уксичан	0,1—1,0	300	(10,0—1,0) · 10 ³
Ключевской	0,1—1,0	400	(13,0—1,3) · 10 ³
Камчатка, структуры:			
Ключевская	60	1200	70,0
То же	100	1000	30,0
"	580	1450	8,3
Семьячкская	25	250	30,0
Ходуткинская	90	600	22,0
То же	200	700	12,0
"	1500	800	1,8
Мутновская	250	750	10,0
Уксичанская	100	300	10,0
То же	10000	2000	0,7
Узонская	850	950	3,7
Налачевская	1000	1000	3,3
Паужетская	400	350	2,9
Карымская	360	250	2,3
Гамченская	1000	450	1,5
Центральная Камчатка	3000	3000	3,3
Восточная и Южная Камчатка	27000	11000	1,4
Срединный хребет Камчатки	30000	4000	0,44
Камчатка в целом	120000	13500	0,38
Япония, вулкан:			
Фудзи	0,1—1,0	800	(27,0—2,7) · 10 ³
Япония, структуры:			
Фудзи	1700	1000	2,0
То же	10000	1500	0,5
Тазецу	1000	600	2,0
Акита	1100	260	0,8
Асама	6200	370	0,2
Япония в целом	240000	9000	0,13

Разрыв между мощностью супервулканов и структур заполняется гидротермальными системами вулканических областей (см. рис. 69, б). Тепловые потоки, связанные с выносом силикатного вещества и воды, несомненно относятся к одной категории явлений, так как описываются линейной зависимостью:

$$Q = \frac{3 \cdot 10^3}{S}, \quad (38)$$

где Q — тепловой поток в мккал/(с · см²), S — площадь эксплозии или геотермического района в км². Большой разброс значений, особенно относящихся к гидротермам, не меняет существа дела, а отражает лишь естественную неточность измерений и индивидуальные особенности систем. Зависимость (38) означает энергетическую разноточность крупных одиночных вулканов, гидротермальных систем и вулканических центров — в четвертичное время их предельная мощность в среднем составляет $3 \cdot 10^7$ кал/с. Постоянство этого "пакета" энергии может быть свидетельством реальности вулканоструктур как генетических ячеек вулканизма. Существенное отклонение в оценках площади, времени или объемов, связанное с незнанием границ таких термогенных структур, приведет к распаду выявленной линейной зависимости и обнаружит некорректность информации. Подобно кванту, эндогенный пакет энергии (ЭНПАК) соответствует, по-видимому, одному внутреннему импульсу планеты. Его плотью, вещественным воплощением является вулканический центр или, более широко, — термоген, в понятие которого необходимо включить и крупные одиночные вулканы (супервулканы), и геотермальные районы вулканических областей. Реализация ЭНПАКа в столь разных формах приводит к необходимости разной степени концентрированности энергии — наивысшего уровня она достигает в супервулканах, наибольшее ее рассредоточение свойственно крупным (более 10³ км³) кольцевым вулканоструктурам. Гидротермальные системы соответствуют очень высокой плотности эндогенного потока. Эти особенности энергетического аспекта вулканизма содержат большие возможности познания сущности и взаимосвязи разных его форм. Их использованию будут посвящены последующие усилия и поиски.

ВЫВОДЫ

1. Обратная пропорциональная зависимость между максимальными значениями эксплозивной площади (ПЭК) и удельной мощностью вулканизма вскрывает наличие предельного количества энергии ("эндогенный пакет энергии" — ЭНПАК), выделяемой в четвертичное время термогенной структурой в вулканической области.

2. Единство по способу пространственного распределения энергии и ее количеству для супервулканов, гидротермальных систем и вулканических центров указывает на генетическое единство и принадлежность их к разным формам проявления "эндогенного пакета энергии" — ЭНПАКа.

3. По степени концентрации энергии разные формы эндогенного потока распределяются в последовательности (по нарастанию): вулканические центры — гидротермальные системы — супервулканы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На предыдущих страницах с разной детальностью и пристрастием рассмотрены многие стороны одной проблемы вулканизма — информативность вулканов и их сообществ об эндогенном режиме. Представлялось методически наиболее правильным начать путь с некоторых количественных определений предмета исследований и с поиска генетического звена вулканизма, которое содержало бы основные его свойства. Для этого необходимо было выполнить анализ элементарных морфологических признаков вулканов, их вероятных глубинных аналогов — интрузий и вулканических структур. Как показали результаты, выбор пути был правильным.

Высота вулканов, их фундамента, расстояния между ними, размеры вулканоструктур и интрузий, состав вулканитов — все оказалось взаимосвязанным и предопределенным. Выявленная зависимость геометрических параметров вулканов от их структурной позиции (мощности и зрелости коры) и состава вулканитов привела к представлению о существовании статически равновесных систем. Подход к ним с позиций гидростатики показал соответствие состава магм вулканов составу геофизических слоев, в которых расположены основания вулканических каналов. Физическая стратификация земной коры ("гранитный" и "базальтовый" слои) приобрела, таким образом, вещественное содержание. Была найдена генетическая ячейка вулканического пояса — вулканический центр, приуроченный к купольно-кольцевой вулканоструктуре. Морфологическое, пространственное и временное соответствие интрузий и вулканических центров истолковывается как свидетельства их принадлежности к единой системе "вулкан—очаг".

Вулканические породы являются продуктами прерванного, незавершенного процесса глубинного преобразования вещества. Они тем самым содержат в себе сведения о тех его стадиях, которые почти или полностью заслоняются подсолитусными преобразованиями в метаморфических и интрузивных породах. Вследствие своей незавершенности вулканические системы обнаруживают максимальное отклонение от гомогенности и равновесности на всех этапах существования: ксенолиты и реликтовые включения, реликтовые фазы среди вкрапленников, широкое развитие так называемых аномальных газово-жидких включений в минералах. На этих особенностях вулканических пород основан предложенный принцип системного петрографического их изучения. Он включает разномасштабность подхода к исследованию вещества вулканитов по следующим направлениям: общая кристалличность, распределение вещества между жидкой и твердыми фазами (комплементарный анализ), состав и приро-

да отдельных фаз и мера их отклонения от равновесности. На основе такого подхода получены свидетельства открытости вулканических систем, формирования расплавов в обстановке свободного обмена веществом с окружающей кристаллической средой.

Магмообразование является частью эндогенного потока вещества и энергии, включается при достижении потоком достаточной интенсивности и подготовленности среды. Поэтому объем расплавов и их состав связаны с неоднородностью потока в горизонтальном сечении и изменением условий по его восстанию. Вулканиды проектируют на поверхность Земли интегральный эффект такой объемной неоднородности. Ряд признаков указывает на амфиболитовый и гранулитовый уровень метаморфизма как наиболее продуктивную область магмообразования для орогенных вулканидов.

Собранные воедино в понятии вулканический центр (термоген), качественно различные элементы геологического поля Земли являются вещественным воплощением неоднородностей ее энергетического поля. Количественная предопределенность этих неоднородностей, выразившаяся в постоянстве максимального объема энергии для различных вулканических центров (термогенов), связывается с идеей диапиров или астенолитов (Белюсов, 1975). При одинаковых физических свойствах и строении верхней мантии всплывающие диапиры должны быть одинаковыми по размеру и количеству содержащейся в них энергии. Соответствие купольно-кольцевой структуры и вулканических центров диапироподобным аномалиям в мантии показано нами ранее (Масуренков, Комкова, 1978).

Изложение и интерпретация материала в этой работе потребовали определенных усилий, так как не все вошло в привычные представления, а некоторые принятые положения были подвергнуты пересмотру. Опорой автору в этом было высказывание Д. Пойа: "Возможны обстоятельства, в которых не является неразумным цепляться за иллюзии, но в науке мы нуждаемся в совершенно ином подходе, в индуктивном подходе. Этот подход имеет целью приспособление наших представлений к нашему опыту в такой степени, в которой это возможно. Он требует беспристрастного предпочтения для того, что фактически существует"*. Автор надеется, что эта работа если и не полностью убедит читателя, то, по крайней мере, будет способствовать новым усилиям в приближении к истине.

* Д. Пойа. Математика и правдоподобные рассуждения. М., "Наука", 1975, стр. 30.

- Авдеев А.В.* О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геология, 1965, № 10, с. 50—66.
- Авдулов М.В.* О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9, с. 67—74.
- Авдулов М.В.* Строение земной коры Кавказа и Крыма по результатам геофизических исследований. — Геотектоника, 1969, № 2, с. 119—123.
- Андерсон Дж. Г.К.* Докембрий Британских островов. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968, с. 31—106.
- Апродов В.А.* Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М.: Изд-во МГУ, 1965, 222 с.
- Аракелянц М.М., Борсук А.М.* Опыт калий-аргонового датирования миоцен-антропогенных магматических пород на примере Большого Кавказа. — Труды XV сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Наука, 1969.
- Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л.* Новейшая гранитоидная вулканоплутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5, с. 1157—1160.
- Афанасьев Г.Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М.: Изд-во АН СССР, 1958, 139 с.
- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А., Борсук А.М., Воронина-Аникиева Н.Ф., Кашкай М.А., Керимов Г.И., Круть И.В., Кудрявцев В.Т., Лупанова Н.П., Плошко В.В., Руб М.Г.* Закономерности развития магматизма складчатых областей. М.: Наука, 1968, 388 с.
- Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М.: ИЛ, 1963, 108 с.
- Базарова Т.Ю., Дмитриев Э.А.* Температурные условия кристаллизации фергуситпорфиоров Восточного Памира. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1, с. 185—188.
- Базарова Т.Ю., Шугурова Н.А.* Летучие компоненты при кристаллизации некоторых щелочных эффузивных и гиабиссальных пород. — Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 6, с. 1399—1401.
- Бакуменко И.Г.* О первичных включениях в магматогенных минералах и начальных экспериментах с ними. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965, с. 100—104.
- Бакуменко И.Г.* Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II. М.: Наука, 1970, с. 259—270.
- Бакуменко И.Г., Коляго С.С., Соболев В.С.* Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 5, с. 1127—1130.
- Бакуменко И.Г., Лопухов А.С., Шугурова Н.А.* Раскристаллизованные включения в кварце палеотипных горных пород. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 5, с. 1137—1140.
- Балеста С.Т.* Методика "просвечивания" глубинных частей вулканических аппаратов сейсмическими волнами. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 98—101.
- Баскина В.А.* Магматические аномалии и проявление первичных очаговых структур в Сихотэ-Алине. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 195—206.

- Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г.* Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского края. М.: Наука, 1969.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966, 123 с.
- Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975, 125 с.
- Белый В.Ф., Котляр И.Н., Павлов П.П.* Схема классификации изометрических отрицательных вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Недра, 1974, с. 269—275.
- Бетельсен А., Нью-Нюгарт А.* Докембрий Гренландии. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена, М.: Мир, 1968, с. 107—135.
- Беус А.А.* Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972, 296 с.
- Боговяльская Г.Е., Эрлих Э.Н.* Полевшлатовые включения основного состава в кислых пирокластах современных вулканов. — В сб.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М.: Наука, 1969, с. 64—66.
- Болотников А.Ф., Бондаренко Е.И., Крутов И.К.* К эволюции вулcano-тектонических структур Баджальской зоны (Приамурье). — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 308—314.
- Борсук А.М.* Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 160 с.
- Борсук А.М.* Применение К—Аг метода для датирования длительности и истории формирования сложных магматических формаций. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 140—143.
- Ботт М., Холдер А., Лонг Р., Лукас А.* Структура земной коры под гранитными массивами юго-западной Англии. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 74—82.
- Булгакова Е.Н., Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.* К проблеме генезиса такситовых габбро-долеритовых дифференцированных трапповых интрузий Норильского района. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2, с. 418—421.
- Ван-Ван-Е А.П.* Геоструктурное положение вулcano-тектонических депрессий в зонах активизации юга Дальнего Востока. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974, с. 302—308.
- Велинский В.В.* Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. — Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 3—12.
- Винклер Г.Ж.Ф.* Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969, 238 с.
- Влодавев В.И.* Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 134—145.
- Геология Армянской ССР, т. 4: петрография, вулканические породы. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1970, 713 с.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, СО, 1975, 272 с.
- Голубев В.С., Шарапов В.Н.* Динамика эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974, 280 с.
- Горельчик В.И.* Распределение очагов землетрясений в районе Авачинско-Корякской и Жупановской групп вулканов в 1964—1967 гг. — Бюл. вулканол. станций, 1970, № 46, с. 9—14.
- Горшков А.П.* Глубинное строение вулкана Малый Семьячик на Камчатке по гравиметрическим данным. — Геология и геофизика, 1973, № 4, с. 103—108.
- Горшков А.П.* Строение вулканической постройки и некоторые вопросы вулканического районирования (на примере вулкана Малый Семьячик). — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 30—36.
- Горшков Г.С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.
- Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967, 287 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* и др. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, 336 с.
- Гурарий Г.З., Соловьева И.А.* Строение земной коры по геофизическим данным. — Труды Геол. ин-та, вып. 98. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 128 с.
- Данилов В.И.* Строение и кристаллизация жидкостей. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
- Деменция Р.М.* Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967, 280 с.

- Дерягин Б.В. Итоги и перспективы исследования модифицированного состояния жидкостей и их граничных слоев. — Журнал Всес. хим. об-ва им. Д.И. Менделеева, 1967, № 5.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 4. М.: Мир, 1966, 482 с.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 454 с.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, 432 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Наука, 1972, 288 с.
- Друзова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Пряткина Л.А., Климов Л.В. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972, 256 с.
- Дударев А.Н., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шаратов В.Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1972, 124 с.
- Дели Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. Л; М.: ОНТИ, 1936, 591 с.
- Егоров О.Н. Некоторые черты связи тектоники, магматизма и постмагматической деятельности области современного вулканизма (на примере Петропавловского района Камчатки). — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, 1964, с. 258—261.
- Ермаков Н.П. Исследование минералообразующих растворов. Харьков, 1950, 459 с.
- Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972, 375 с.
- Есин А.О. О строении расплавленных силикатов. — В кн.: Успехи химии, 1957, т. 26, вып. 12.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 383 с.
- Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Дифференциация базальтовых магм в глубинных коровых очагах в связи с формированием горнблендитов и родственных им пород. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Магматические процессы, т. I, М., 1972, с. 556—581.
- Заридзе Г.М. Эндогенные формации орогенных областей. М.: Наука, 1970, 312 с.
- Зубаков В.А. Геохронология плейстоцена. Сопоставление кривой солнечной радиации с радиометрической шкалой плейстоцена. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 6, с. 10—23.
- Зубин М.И. Глубинное строение кальдер Камчатки (по геофизическим данным). — Автореферат канд. дис. Петропавловск-Камчатский, 1971, 18 с.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 55—66.
- Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965, 139 с.
- Ильвицкий М.М., Колбанцев Р.В. Парагенетические типы оливинов и статистический анализ их химизма. — Зап. Всес. минер. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 6, с. 657—669.
- Йодер Г.С. Изучение системы $\text{Di}-\text{An}-\text{H}_2\text{O}$ при давлениях 5 и 10 кбар в связи с проблемами взрывного вулканизма. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971, с. 215—221.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965, 248 с.
- Кадик А.А. Вынос тепла из глубинных очагов вулканов в условиях естественной конвекции магмы. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 341—344.
- Кадик А.А. Вода и углекислота в магматических процессах. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермального и магматического процессов. М.: Наука, 1975, с. 5—32.
- Калюжный В.А. Оптические и термометрические исследования включений стекла в фенокристаллах гиалоциатов Закарпатья. — Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 2, с. 438—441.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964, 487 с.
- Ковалев Г.Н. Тепловая мощность гидротермальных систем и активных вулканов. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 4, с. 814—816.

- Ковалев Г.Н.* О некоторых количественных соотношениях в современном вулканическом процессе. Автореферат канд. дис. Новосибирск, 1971, 26 с.
- Ковалев Г.Н., Масуренков Ю.П.* Плавленные ксенолиты и миграция флюида через кристаллическую горную породу. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 424—426.
- Ковалев Г.Н., Масуренков Ю.П.* Современное состояние вулкана Эльбрус. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2, с. 25—28.
- Котляр В.Н.* Оруденение и вулканизм. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964.
- Кропоткин П.Н.* Значение тектонических процессов для образования кислых магм. — Труды ИГЕМ АН СССР, серия геол., 1941, вып. 47, № 14.
- Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н., Глебовицкий С.С., Галибин В.А.* Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л.: Наука, 1972, 181 с.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964, 388 с.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнезиобразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1, М., Наука, 1969, с. 7—20.
- Куно Х.* Платобазальты. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 434—441.
- Лебедев Е.Б.* Физико-химические характеристики расплава гранита по данным электропроводности. — В кн.: Геохимические исследования в области повышенных температур и давлений. М.: Наука, 1965.
- Леонидов В.Я.* Теплоемкость некоторых горных пород при высоких температурах. — Геохимия, 1967, № 4, с. 470—472.
- Линдслей Д.Х.* Диаграмма плавкости P при высоких давлениях. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971, с. 95—96.
- Лодочников В.Н.* Главнейшие породообразующие минералы. М.: Госгеолтехиздат, 1955, 248 с.
- Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971, т. I. 480 с.; т. II—383 с.
- Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975, 431 с.
- Маракушев А.А.* Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968, 200 с.
- Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967, 256 с.
- Масуренков Ю.П.* Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6, с. 55—80.
- Масуренков Ю.П.* Тектоника, магматизм и углекислые минеральные воды Приэльбрусья. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 5, с. 45—57.
- Масуренков Ю.П.* Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 51. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 132 с.
- Масуренков Ю.П.* Роль поперечных структур в локализации углекислых минеральных вод Кавказа. — В кн.: Вопросы гидрогеологии Центрального и Восточного Предкавказья. — Труды Лаб. гидрогеологических проблем, т. XLVIII. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 3—32.
- Масуренков Ю.П.* Выделение воды магматическим расплавом. — В сб.: Вопросы гидрогеологии Центрального и Восточного Предкавказья. — Труды Лаб. гидрогеологических проблем, т. XLVIII. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 33—41.
- Масуренков Ю.П.* Соотношение тектонических и вулкано-плутонических процессов в плиоцен-четвертичной истории центрального Кавказа. — В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966, 252 с.
- Масуренков Ю.П.* Петрохимическая специфика магм как показатель неоднородности состава генерирующей среды. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 24—29.
- Масуренков Ю.П.* Состав и состояние вещества в магматической камере Авачинского вулкана (Камчатка). — В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 79—89.
- Масуренков Ю.П.* Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус. — Бюл. вулканол. станций, № 47, 1971, с. 79—82.

- Масуренков Ю.П.* Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. М.: Наука, 1972₁, с. 204—214.
- Масуренков Ю.П.* Генерации плагиоклазов в вулканических породах. — Бюл. вулканол. станций, № 48, 1972₂, с. 51—55.
- Масуренков Ю.П.* Реконструкция состава среды и условий магмообразования по включениям в вулканогенных породах. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973, с. 39—56.
- Масуренков Ю.П.* Геодинамика и эволюционные ряды предельных вулканов. — В сб.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса (краткие тезисы IV Всесоюзного вулканол. совещания). Петропавловск-Камчатский, 1974₁, с. 12—13.
- Масуренков Ю.П.* Минеральные ассоциации и вещество коры и мантии в орогенных вулканитах. — В сб.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974₂, с. 199—222.
- Масуренков Ю.П.* Проблема включений и возможности вулканической петрологии. — Бюл. вулканол. станций, 1974₃, № 50, с. 10—18.
- Масуренков Ю.П.* Предельные вулканы, гидростатика и закономерности радиального распределения магм. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 5—24.
- Масуренков Ю.П., Волынец О.Н.* Реликтовые минералы в вулканических породах. — В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 131—137.
- Масуренков Ю.П., Егоров О.Н.* Соотношение вторичных кварцитов с вулканическими и плутоническими фациями магматизма. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 1116—1119.
- Масуренков Ю.П., Егоров О.Н., Алискеров А.А., Ермаков В.А., Колосков А.В.* Соотношение вулканизма, плутонизма и гидротермальной деятельности в ходе развития купольных структур. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 110—111.
- Масуренков Ю.П., Иванов Б.В., Богоявленская Г.Е., Андреев В.И.* Современные интрузии под вулканами Курило-Камчатской зоны. — В сб.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 314—320.
- Масуренков Ю.П., Клименко А.И., Пахомов С.И.* Эволюция и современное состояние вулкана Эльбрус. — В сб.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965, с. 57—78.
- 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.
- Масуренков Ю.П., Комкова Л.А.* Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре. М.: Наука, 1978, 288 с.
- Масуренков Ю.П., Пантелеев И.Я.* Современная деятельность вулкана Эльбрус. — Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 6, с. 1369—1371.
- Масуренков Ю.П., Пахомов С.И.* К геохимии хлора. — Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 2, с. 453—455.
- Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966, 252 с.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970, 104 с.
- Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966, 276 с.
- Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971, 328 с.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 280 с.
- Мияки Я.* Основы геохимии. Л.: Недра, 1969, 327 с.
- Нагапетян Л.Б.* Кристаллизация гранитоидных расплавов в условиях высоких давлений водяного пара. — Автореф. кан. дис. М., 1969, 27 с.
- Овчинников Л.Н.* Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, СО, 1973, с. 318—329.

- Перекалина Т.В.* Геология герцинских гранитных интрузий Центрального Казахстана. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966, 240 с.
- Перекалина Т.В., Шарпенко Л.Н., Вильковецкий Я.А., Литвак М.И., Скублов Г.Т., Ефремова С.В., Павлов В.А.* Закономерности развития вулкано-тектонических структур Токрауской впадины (Центральный Казахстан). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 334—338.
- Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970, 392 с.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, СО 1975, 344 с.
- Пискунов Б.Н.* Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, СО, 1975, 188 с.
- Раген Э.* Плутонические породы. М.: Мир, 1972, 254 с.
- Раст Н.* Зарождение, подъем и становление магм. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 284—310.
- Ревердатто В.В.* Фации контактового метаморфизма. М.: Наука, 1970, 272 с.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р.* Петрографический состав верхней мантии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 272—277.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964, 437 с.
- Рудич К.Н.* Магматизм хребта Сарычева. М.: Госгеолтехиздат, 1959, 178 с.
- Рудич К.Н.* Вулкано-плутонические формации цепи Черского. М.: Наука, 1966, 128 с.
- Рудич К.Н.* О типах и условиях становления субвулканических тел. — В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 5—26.
- Рудич К.Н.* Субвулканические тела и магматические комплексы. — В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 94—97.
- Рудич К.Н., Волинец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В.* Многообразие вулканических пород Камчатки и проблемы их генезиса. В сб.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 235—249.
- Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973, 184 с.
- Святловский А.Е.* Региональная вулканология. М.: Недра, 1975, 224 с.
- Слободский Р.М.* Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск: Наука, СО, 1971, 173 с.
- Смит Ф.Г.* Физическая геохимия. М.: Недра, 1968, 475 с.
- Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Недра, 1973, 34 с.
- Соболев В.С., Базарова Т.Ю.* Температура кристаллизации щелочных базальтоидов некоторых островов Атлантического океана. — В сб.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, СО, 1973, с. 352—359.
- Соболев В.С., Костюк В.П., Базарова Т.Ю., Базаров Л.Ш.* Включения расплавов в фенокристаллах нефелиновых базальтов. — Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 2, с. 432—434.
- Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А., Назарова А.С., Вилюнова Л.П., Батапов Ш.С., Брылина О.М., Афанасьева Л.К.* Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. М.: Госгеолтехиздат, 1959, 212 с.
- Справочник физических констант горных пород.* М.: Мир, 1969, 543 с.
- Справочник химика, т. I, Л;* М.: Изд-во ГХИ, 1962, 1071 с.
- Тарарин И.А.* Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, 144 с.
- Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности.* М.: Наука, 1969, 240 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Д.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961, 256 с.
- Тимербаева К.М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967, 208 с.
- Толкачева Е.В.* Вулкано-тектонические структуры липаритовой формации на примере Камчатской кольцевой вулкано-тектонической депрессии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 326—334.
- Томсон И.Н., Фаворская М.А.* О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 10. М.: Наука, 1973, с. 49—65.

- Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964, с. 9—196.
- Устиев Е.К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулcano-плутонических формаций. — В кн.: Теоретические проблемы вулcano-плутонических формаций и их рудоносности. М.: Наука, 1969, с. 5—43.
- Утнасин В.К., Балеста С.Т., Аносов Г.И., Будянский Ю.А. Трехмерная сейсмическая модель Ключевской группы вулканов. — В сб.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 41.
- Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Баскина В.А., Дудыкина А.С. Магматизм юго-восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965, 152 с.
- Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, СО, 1974, 88 с.
- Федорченко В.И. Генетические типы четвертичных вулканов Курильских островов и перспективы их сероносности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 100—107.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, СО, 1975, 140 с.
- Федорченко В.И., Шилов В.Н. Некоторые особенности четвертичных вулканов Курильских островов и их связь с глубинными процессами. — Сб.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 16—24.
- Федотов С.А. О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 9—20.
- Федотов С.А., Фарберов А.И. О поглощении поперечных сейсмических волн в земной коре и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, 1964, с. 16—17.
- Федотов С.А., Фарберов А.И. О поглощении поперечных сейсмических волн в земной коре и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, 1964, с. 16—17. совещания, т. III, М.: Наука, 1966, с. 43—48.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархартиг К., Файф У. Земля, введение в общую геологию. М.: Мир, 1974, т. 1, т. 2, 846 с.
- Фон Платтен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. — Сб.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 211—226.
- Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношение вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород. — Сб.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 160—173.
- Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б., Пугин В.А., Ревин Н.И., Солдатов И.А. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизация на больших и малых глубинах. — Геохимия, 1971, № 9, с. 1027—1040.
- Холмс А. Основы физической геологии. М.: ИЛ, 1949.
- Хорева Б.Я. Генетическая классификация минеральных фаций регионального метаморфизма и вертикальная метаморфическая зональность "гранитного" слоя земной коры. — Матер. IV Всесоюз. петрогр. совещ. Баку, 1969, с. 491—493.
- Черкинский Ю.С. Химия полимерных неорганических вяжущих веществ. Л.: Наука, 1967.
- Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, СО, 1976, 238 с.
- Шарапов В.Н., Лохова Г.Г., Калинин Д.В. Некоторые аспекты природы магматических магнезиальных скарнов и взаимодействия магматического расплава и боковых пород. — В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, СО, 1971, с. 84—100.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Наука, 1968, 232 с.
- Штейнберг Г.С., Зубин М.И. О глубине залегания магматического очага под Авачинским вулканом. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 4, с. 968—971.
- Штейнберг Г.С., Соловьев Ц.В. О форме вулканов и положении побочных кратеров. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 5, с. 83—84.

- Щербак В.П.* Некоторые геохимические черты газоносности Эльбрусской области. — Геохимия, 1965, № 7, с. 889—894.
- Экштейн Б.* Предкристаллическое состояние расплавов, 1964.
- Bailey R.A., Dalrymple G.B., Lanphere M.A.* Volcanism structure and geochronology of Long Valley Caldera, Mono County, California. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 5, p. 725—744.
- Borley G.D.* Aspects of the volcanic history and petrology of the island of Tenerife, Canary Islands. — Proc. Geol. Assoc., 1974, vol. 85, N 2, p. 259—279.
- Cantagrel J.M., Thonât Andre.* Age du volcanisme dans le Cézallier (Massif Central français) et migration de l'activité volcanique en Auvergne. — C.r. Acad. sci. D, 1976, vol. 282, N 21, p. 1837—1840.
- Carmichael J.S.E.* The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Lencite Hill, Wyoming. — Contribs Mineral. and Petrol., 1967, vol. 15, p. 24—66.
- Gramlich J.W., Lewis V.A., Naughton J.J.* Potassium-argon of Holocene basalts of the Honolulu volcanic series. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 5, p. 1399—1404.
- Hamilton W.B.* Variations in plutons of granitic rocks of the Huntington lake area of the Sierra Nevada, California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 67, p. 1585—1598.
- Hill David P.* Structure of Long Valley Caldera, California, from a seismic refraction experiment. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 5, p. 745—753.
- Kennedy W.O., Anderson E.M.* Crustal layers and the origin of magmas. — Bull. Volcan., 1938, vol. 3, N 23.
- Knopt A.* The boulder batholith of Montana. — Amer. J. Sci., 1957, vol. 255, p. 81—103.
- Knopt A.* Time required to emplace the boulder batholith, Montana, a first approximation. — Amer. J. Sci., 1964, vol. 262, p. 1207—1214.
- Konecny V.* Evolutionary stages of the Banská stiavnica Caldera and its post-volcanic structures. — Bull. Volcan., 1971, vol. 35, N 1, p. 95—116.
- Krummenacher D., Gastil R.G., Bushee J., Doupont J.* K-Ar apparent ages, Peninsular ranges batholith, Southern California and Baja California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 6, p. 760—768.
- Kubota S., Berg E.* Evidence for magma in the Kaymai volcanic range. — Bull. Volcan., Ser. 2, 1967, vol. 31, p. 175—214.
- Lachenbruch Arthur H., Sass J.H., Munroe Robert J., Moses T.H., Jr.* Geothermal setting and simple heat conduction models for the Long Valley Caldera. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 5, p. 769—784.
- Malahoff A., Wollard G.P.* Magucitic measurements over the Hawaiian ridge and their volcanological implications. — Bull. Volcan. 1966, vol. 29, N 735.
- McDongall J.* The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. — Geochim. et cosmochim. acta, 1971, vol. 35, N 3.
- Murase T.* Viscosity and related properties of volcanic rocks. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 7, 1962, vol. 1, N 6.
- Myers J.S.* Cauldron subsidence and fluidization: mechanism of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic eject. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 9, p. 1209—1220.
- Peck D.L., Moore J.C., Kojuma G.* Temperatures in the crust and melt of the Alae lava lake, Hawaii after the August 1963 eruption of Kilauea volcano. A preliminary report. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1964, vol. N 501-D, N 1—7.
- Savelli C.* Datozioni preliminari col metodo K-Ar vulkaniti della sardegna sud-occidentale. — Rend. Soc. ital. miner. e petrol., 1975, vol. 31, N 1, p. 191—198.
- Shaw H.R., Wright T.L., Peck D.L., Okamura R.* The viscosity of basaltic magma, an analysis of field measurements in Makaopuki lava lake, Hawaii. — Amer. J. Sci., 1968, vol. 266, p. 225—264.
- Smith R.L., Bailey R.A.* Resurgent cauldrons, their relation to granitic ring complexes and large volume rhyolitic ash flows. — Intern. Symp. Volcanol, Tokyo, Sci. Council Jap. Abstrs, 1962, p. 67—68.
- Taubeneck W.H.* Comucopia stock, Wallowa Mountains, North-eastern Origion field relationships. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, vol. 75, p. 1093—1116.
- White D.E.* Geothermal energy. — U.S. Geol. Surv. Circ., 1965, vol. 519.
- Williams H.* Calderas and their origin. — Univ. Calif. Berkeley Publ. Geol. Sci., vol. 25, 1941, p. 239—346.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть I	
Геометрия системы вулкан—очаг как отражение структурных условий вулканизма и состава магм	5
Глава 1	
Пространственное положение вулканов, вулканические ассоциации, их иерархия и геометризация	—
Распределение вулканов на поверхности планеты	—
Гипсометрическое распределение вулканов, состояние и прогноз	7
Иерархия вулканических ассоциаций	11
Локальные ассоциации вулканов и вулкано-тектонические структуры как генетические центры вулканизма	14
Глава 2	
Геометрические параметры вулканов и вулканических центров	17
Абсолютная высота вулканов	—
Относительная высота вулканов	19
Объем вулканов	24
Геометрия вулканоструктур — генетических центров вулканизма	28
Супервулканы — абсолютные предельные системы	37
Глава 3	
Геометрия интрузивных тел	41
Размеры и форма интрузий в горизонтальном сечении	—
Трехмерная модель интрузий	47
Глава 4	
Система вулкан—очаг	53
Пространственно-временное соответствие вулканизма и плутонизма	—
Современное сосуществование вулканов и интрузий	57
Соответствие геометрических параметров наземных и глубинных проявлений магматизма	63
Глава 5	
Гипсометрические параметры системы вулкан—очаг и состав магматических расплавов	68
Предпосылки и методы	—
Абсолютная высота вулканов и состав продуктов вулканизма	70
Относительная высота вулканов и состав вулканитов	73
Состав вулканитов в зависимости от высоты фундамента или мощности коры под вулканами	75
Гипсометрическое распределение изверженных пород в земной коре	78
Мегавулканы — предельные вулканы первого рода	80
Глава 6	
Гидростатика и закономерности радиального распределения магм	82
Гидростатическая модель вулкана	—
Радиальное распределение магм	85
Часть II	
Магмообразование как механизм становления системы вулкан—очаг	89
Глава 7	
Постановка задачи и методы ее решения	—

Глава 8	92
Кристалличность вулканитов и некоторые проблемы магмогенеза	—
Роль кристаллизации магм в энергетическом балансе недр	—
Распределение кристалличности в вулканитах разных регионов, раз-	96
ного возраста и петрографической принадлежности	—
Фазовая модель очага под вулканом	102
Глава 9	
Петрогенетическая информативность интрателлурических вкрапленников	105
вулканитов	—
Комплементарный анализ серий вулканических пород	—
Особенности состава темноцветных породообразующих минералов	109
вулканических пород	—
Полигенность генераций плагиоклазов в вулканических породах.	118
Глава 10	
Включения в вулканических породах и структурные позиции вулканизма.	127
Распределение включений в вулканитах глобальных структур Земли —	—
отражение планетарных неоднородностей	—
Неоднородность области магмообразования Ключевской группы вул-	129
канов.	—
Глава 11	
Модель корового магмообразования	133
Парагенезис включений и вмещающих вулканитов как свидетельство	—
унаследованности состава расплавов от состава кристаллического суб-	—
страта	—
Реакционно-расплавное преобразование включений как модель магмо-	141
образования	—
Дезинтеграция кристаллических пород в расплаве.	147
Часть III	
Вулканизм — индикатор эндогенного режима.	153
Глава 12	
Длительность магматических процессов	—
Стадийность развития вулканов и вулканических центров	—
Длительность развития вулканов, вулканических центров и становле-	155
ния интрузий	—
Глава 13	
Температура, агрегатное состояние магм и зональность интрателлуричес-	160
кого потока	—
Предпосылки, методы, предмет исследования	—
Распределение температур в вулканическом канале и агрегатное состо-	165
яние системы.	—
Латеральная неоднородность интрателлурического потока.	174
Глава 14	
Плавление среды вокруг вулканического канала — модель образования	184
интрузий под вулканом	—
Глава 15	
Вулканизм — экстремальное состояние эндогенного потока вещества и	194
энергии	—
Связь вулканизма с преобразованием вещества в амфиболитовой и	—
гранулитовой фациях метаморфизма	—
Энергетика вулканизма, распределение ее по площади и связь с энер-	203
гетикой гидротермальных систем	—
Заключение.	208
Литература	210

Юрий Петрович Масуренков

ВУЛКАНЫ НАД ИНТРУЗИЯМИ

*Утверждено к печати
Институтом вулканологии
ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художественный редактор *Т.П. Поленова*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 7208

Подписано к печати 06.02.79. Т — 02643
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Усл.печ.л. 13,8+вкл.0,2. Уч.-изд.л. 16,1
Тираж 900 экз. Тип. зак. 933. Цена 2р. 50к.

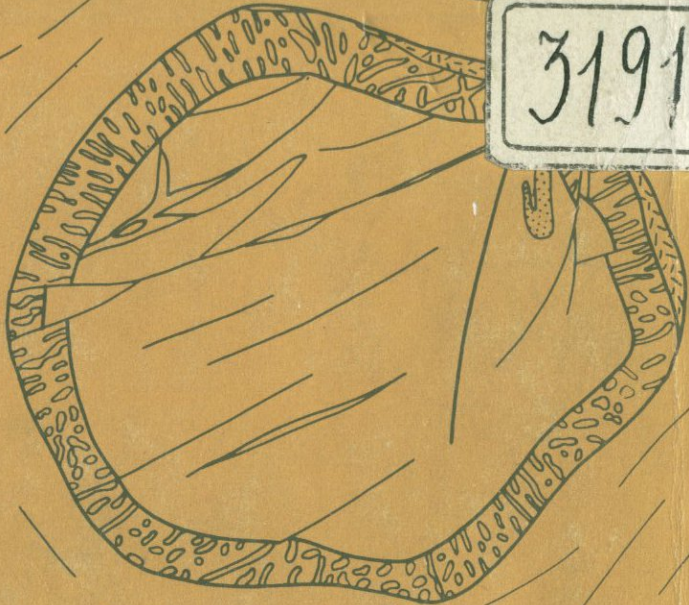
Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а;

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 50 к.

3191



«ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА»

