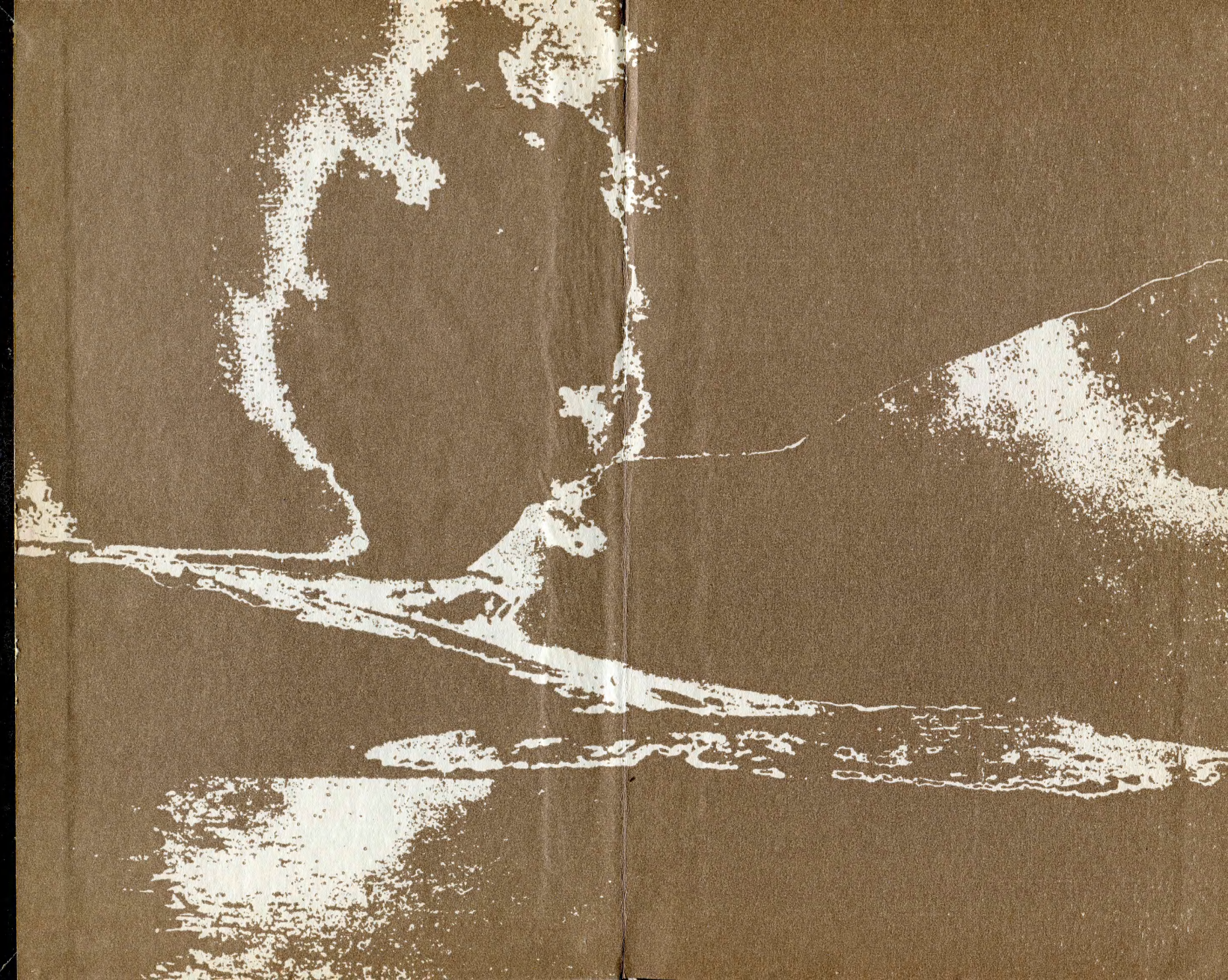


Х. Раст
**Вулканы
и
вулканизм**







Horst Rast

Vulkane und Vulkanismus



LEIPZIG

BSB B. G. Teubner

Verlagsgesellschaft 1980

Х. Раст
Вулканы
и
вулканизм

*Перевод с немецкого
канд. геол.-мин. наук Е. Ф. Бурштейна*

Москва /МИР/ 1982

ББК 26.321

P24

УДК 551.21

Раст Х.

P24 Вулканы и вулканизм: Пер. с нем. — М.: Мир, 1982. — 000 с., ил.

В книге Хорста Раста (ГДР) изложены основные вопросы вулканологии: характеристика типов вулканических построек, типов и продуктов извержений, поствулканических явлений, прогноз извержений и защита от них, проявления веземного вулканизма.

Для геологов, а также для широкого круга читателей, интересующихся науками о Земле.

P $\frac{1904030000-121}{041(01)-82}$ 121,82, ч. 1

ББК 26.321

Редакция литературы по геологии

© BSB W. G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1980

© Перевод на русский язык, «Мир», 1982

От переводчика

В последнее время наблюдается устойчивый и постоянно растущий интерес геологов к проблемам как современного, так и древнего вулканизма, что объясняется многими причинами. Во-первых, действующие вулканы, привлекавшие внимание еще античных исследователей начиная с Аристотеля и Страбона как своеобразные «окна», открытые в недра Земли, и в настоящее время предоставляют геологам единственную в своем роде возможность непосредственного наблюдения и изучения одной из форм магматизма. Во-вторых, как показали океанографические исследования последних десятилетий, современный вулканизм далеко не исчерпывается деятельностью тех нескольких сотен вулканов, которые известны на суше и в прибрежных водах, но в гораздо больших масштабах проявляется на дне океанов и морей. В свете этих данных даже крупнейшее «Тихоокеанское огненное кольцо» вулканов представляет собой, по образному выражению советского вулканолога К. К. Зеленова, лишь «края кипящей сковородки». В-третьих, только в последние 10—20 лет геологи начали должным образом осознавать ту большую, а возможно и решающую роль, которую сыграл древний вулканизм (палеовулканизм) в формировании земной коры, гидросферы и атмосферы, а также в возникновении и развитии жизни на Земле.

Особое внимание привлекают, естественно, вопросы связи вулканизма и различных видов полезных ископаемых. Так, например, проблемы вулканогенно-гидротермального и вулканогенно-осадочного происхождения стратиформных (пластообразных) сульфидных месторождений — важнейшего источника руд меди, свинца,

цинка и других металлов — неоднократно обсуждались на сессиях Международного геологического конгресса и на других представительных собраниях геологов. Наконец, в эпоху НТР, как и на заре человеческой истории, вулканы продолжают таить в себе опасность катастроф, угрожающую населению многих, часто густонаселенных районов Земли. Отсюда — неослабевающий интерес к теоретическим и прикладным аспектам вулканизма, о чем свидетельствует большое количество посвященной этим вопросам литературы¹.

Книгу д-ра Хорста Раста из Лейпцигского университета (ГДР), предлагаемую вниманию читателей, можно рассматривать как общедоступное по форме изложения и научное по содержанию введение в вулканологию. Наибольшее внимание в ней уделено современному вулканизму, его причинам и движущим силам, его продуктам, постройкам и формам проявления. С разной степенью подробности описаны главные вулканические извержения, происходившие на памяти человечества — от катастрофы на острове Санторин в Эгейском море (1500 лет до н. э.), отзвуки которой, по мнению ряда ученых, дошли до нас в виде легенды о гибели Атлантиды (автор книги не разделяет эту точку зрения), и до недавнего (1973 г.) извержения вблизи южного побережья Исландии, запечатленного на фото- и киноплёнках. Более кратко и обобщенно рассмотрен вулканизм геологического прошлого Земли. На основе интерпретации космических снимков приводятся интересные соображения о формах и масштабах вулканической деятельности на Луне, Марсе и других телах Солнечной системы. Автор рассказывает о методах прогноза вулканических извержений (отмечая, в частности, достижения советских вулканологов), о мерах защиты

¹ Вот лишь некоторые из книг, вышедших на русском языке за последнее десятилетие: Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1—2. — М.: Наука, 1971; Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. — М.: Наука, 1972; Мархинин Е. К. Цепь Плутона. — М.: Мысль, 1973; Вулканизм и рудообразование/Под ред. Тацуо Тацуми. — М.: Мир, 1973; Макдоналд Г. Вулканы. — М.: Мир, 1975; Гущенко И. И. Извержения вулканов мира: Каталог. — М.: Наука, 1979; Мархинин Е. К. Вулканы и жизнь: Проблемы биовулканологии. — М.: Мысль, 1980; Тазиев Г. Запах серы. — М.: Мысль, 1980; Вулканогенно-осадочный лито- и рудоогенез. — Алма-Ата: Наука, 1981; см. также список в конце книги.

от них, о путях и способах использования вулканической энергии. Естественно, что при сравнительно небольшом объеме книги не все вопросы могли быть разработаны с достаточной полнотой, а некоторые из них остались за рамками изложения. Это, в частности, относится к вулканогенно-осадочным процессам, которым придается сейчас большое значение в формировании многих типов горных пород и руд.

Особенностью книги, выделяющей ее из ряда других, является характеристика процессов вулканизма в рамках концепции тектоники литосферных плит, изложению основ которой уделено особое место. Следуя этой концепции, автор описывает типы вулканизма, проявляющиеся в рифтовых зонах океанов, в пределах океанических плит, в зонах поддвигания (субдукции) океанической коры под континентальную, и в рифтовых зонах материков. Такое расположение материала позволило показать взаимосвязь вулканизма и развития глобальных тектонических структур, придать изложению стройность и логическую последовательность. Не вдаваясь в дискуссию по одной из самых актуальных проблем современной геологии, хотелось бы сделать в связи с этим два замечания. Во-первых, конец вводной главы создает у читателя впечатление, что до появления концепции «новой глобальной тектоники» взаимосвязи вулканизма и тектонических процессов не уделялось должного внимания. С этим трудно согласиться. Достаточно сослаться (имея в виду лишь авторов, писавших на немецком языке) на ставшие классическими труды Г. Штилле (H. Stille, 1940 и др.), а из вулканологов — на цитируемого в данной книге А. Ритмана (A. Rittman, 1960), соединившего при анализе этой проблемы «ортодоксальную» геосинклиналиную теорию с идеями мобилизма. Во-вторых, читателю неспециалисту, вероятно, полезно было бы знать, что концепция тектоники литосферных плит не является единственной, способной объяснить совокупность новых данных по геологии океанов и материков, а что существуют и развиваются альтернативные представления, в частности гипотеза расширения и пульсации Земли, привлекающая внимание многих геологов и геофизиков.

Несомненным достоинством книги является популярность изложения, делающая ее доступной не толь-

ко геологам и представителям смежных наук, но и не-специалистам. Книга хорошо иллюстрирована. Анализ и обобщение фактов чередуются в ней с живыми рассказами очевидцев, начиная с известных писем Плиния Младшего к Тациту об извержении Везувия в 79 г. н. э., которые А. Ритман назвал «древнейшим вулканологическим документом». Автор довольно осторожно вводит в текст геологические термины (в том числе и элементарные), сопровождая их пояснениями, но в отдельных местах встречаются термины и выражения, понятные лишь специалисту. Это создавало определенные трудности при переводе книги, поскольку мы стремились выдержать ее общедоступный стиль.

Е. Буриштейн

Вулкан пробуждается

В ночь с 22 на 23 января 1973 г. жителей портового города Вестманнаэйяр, расположенного на небольшом острове Хеймаэй у южного побережья Исландии, — пятого по величине города и крупной рыболовной гавани островного государства — ожидал неприятный сюрприз: восточнее вулкана Хельгафьелл, возвышающегося непосредственно к югу от города и считавшегося потухшим, поверхность острова рассекла трещина длиной около 1800 м, вдоль которой возникли 10 действующих вулканических кратеров. Высоко вверх поднялись вулканические облака, освещенные отблеском подземного жара, и начался интенсивный выброс пепла, кусков пемзы и каменных глыб. Вначале направление ветра было благоприятным для города и вулканические выбросы относило к востоку, в море. После 12-часового выброса пепла деятельность большинства кратеров несколько ослабела и сосредоточилась в основном в крупном (около 150 м в поперечнике) кратере, возникшем вблизи сельского кладбища Киркьюбайр. Из него к морю, в южном и восточном направлениях, хлынул поток лавы, угрожая закрыть вход в гавань.

Хотя на острове Хеймаэй вулканические извержения не происходили с незапамятных времен, Исландия в целом принадлежит к числу наиболее активных вулканических областей Земли и ее жителей нельзя считать не подготовленными к происшествиям такого рода. Именно благодаря этому эвакуация населения, начавшаяся сразу же, главным образом с помощью собственного рыболовного флота и отчасти самолетами, протекала без осложнений и через девять часов была

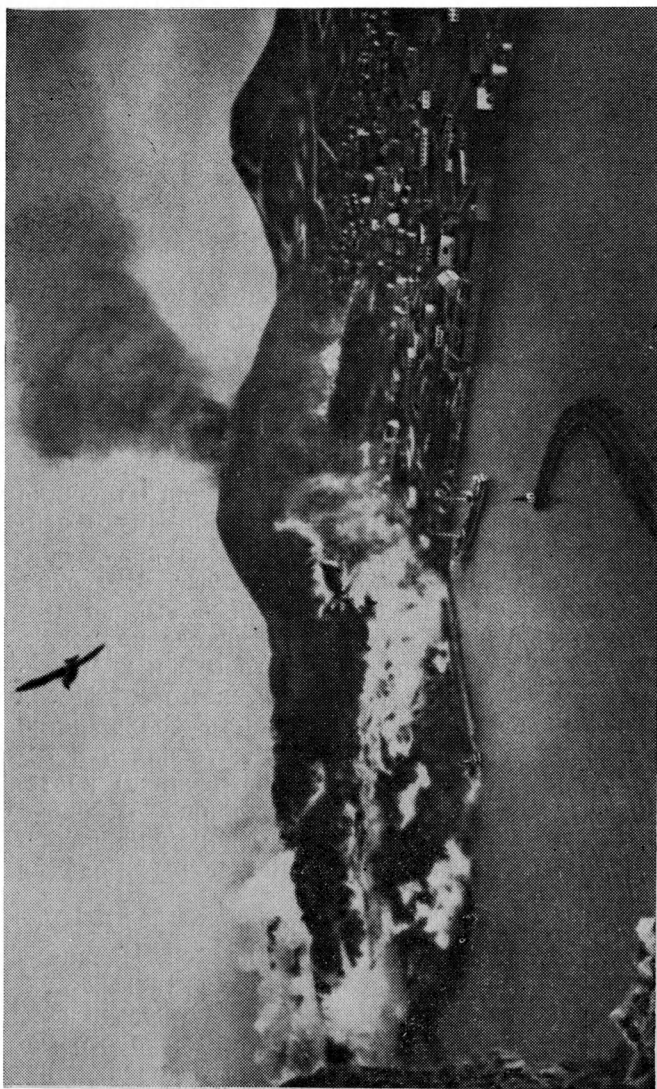


Рис. 1. В ночь на 23 января 1973 г. на острове Хеймаэй (острова Вестманнаэйяр) у южного побережья Исландии начал действовать новый вулкан, угрожавший городу Вестманнаэйяр и в дальнейшем частично разрушивший его вторжением лавовых потоков. На фотографии — новый вулкан Киркьюфелл в действии. Город покрыт темным слоем пепла. Слева — к морю движется лавовый поток, угрожающий входу в гавань. Справа на заднем плане — старый вулкан Хельгафьелл, действовавший в последний раз около 6000 лет назад.

завершена. На острове осталось только 300 человек вспомогательного персонала.

Эвакуация оказалась крайне необходимой, поскольку даже небольших изменений направления ветра было достаточно для того, чтобы занести в город пепел и более крупные раскаленные обломки горных пород. Первыми запылали от вулканических выбросов дома в селении Киркьюбайр, и уже 24 января лавовый поток прошел по их развалинам. В следующую ночь ветер временами менял направление, что вызвало выпадение на город больших масс раскаленных вулканических выбросов, называемых исландцами «тефрой»; загорелись первые дома. В дальнейшем направление ветра оставалось неблагоприятным, и к 27 января число сгоревших и разрушенных зданий увеличилось до 70. На месте усадьбы Киркьюбайр стала нагромождаться огромная гора пепла. Продолжающееся извержение грозило привести Исландию к экономической катастрофе, поскольку в городе находились важные предприятия по переработке рыбы, на которые приходилось до 20% всего экспорта исландских рыбопродуктов.

К 30 января в восточной части города пепел лежал уже слоем высотой до 4 м, засыпав многие дома и сделав улицы непроходимыми. Даже в центре города высота слоя достигала 40 см. Зелень острова сменилась черным покровом пепла. Дальнейшие выбросы вулканических продуктов и напор лавы увеличили число разрушенных домов до 300.

Хотя выпадение пепла в последующее время стало ослабевать, дальнейшее продвижение лавы создало постоянно возрастающую угрозу для города и порта. Вначале попытались отвести лавовый поток в сторону с помощью вала, сооруженного из тефры, но эффект оказался незначительным. Приглашенные эксперты предложили использовать морскую воду, чтобы охладить продвигающуюся лаву и ускорить ее застывание. Через город протянули 30 трубопроводов из пластика, и сильные потоки воды с помощью мощных насосов обрушились на наступающую лаву. Случилось невероятное: фронт лавового потока остановился.

Хотя лава была еще не полностью обуздана, активность вулкана заметно понизилась. Уже в конце фев-

раля некоторые из рыбоперерабатывающих заводов возобновили производство рыбной муки, а к концу марта началось возвращение жителей на остров Хеймаэй. Вскоре новый вулкан затих. Летом остров посетили первые туристы, а спустя год после катастрофы возвратилась почти половина населения, и восстановление города пошло полным ходом. Жителям, потерявшим кров и имущество, была оказана щедрая интернациональная помощь, в которой приняла участие и ГДР, поставив некоторое количество сборных домов.

Облик острова, однако, изменился. Там, где прежде стояла усадьба Киркьюбайр, возвышалась новая гора— Киркьюфелл. Вместе с мощным валом застывшей лавы она отныне защищала город от сильных восточных ветров. Хотя гавань Вестманнаэйяр и обмелела, возникший у входа лавовый уступ идеально защищал ее от морских волн.

В сущности, это вулканическое извержение не было для Исландии чем-то из ряда вон выходящим. Вулканы, лавовые поля, протяженные ледниковые области и обширные слабо заселенные пространства — наиболее характерные элементы этого самого крупного вулканического острова Земли, на котором то в одном, то в другом месте оживали вулканические силы. Извержению на острове Хеймаэй придало драматический акцент то, к счастью, редкое на исландской земле обстоятельство, что извержение произошло в населенном районе; известные там вулканические центры, эпизодически проявляющие активность, обычно располагаются вдали от населенных пунктов, часто даже в труднодоступных местностях.

Так, в январе 1970 г. внезапно пробудился после 22-летнего затишья самый известный в Исландии вулкан Гекла, а приблизительно за десять лет до катастрофы на острове Хеймаэй, к югу от группы островов Вестманнаэйяр, произошло подводное извержение, которое не достигло катастрофических размеров, а стало скорее интересным объектом изучения и зрелищем для туристов (см. цветные фото 1, 4, 5). Первые его признаки наблюдали рыбаки 14 ноября 1963 г., когда в открытом море поднялось на высоту до 3500 м столбобразное вулканическое облако, из которого стал интенсивно выбрасываться рыхлый материал. На следую-

щую ночь в этом районе, где глубина моря составляла всего 130 м, родился новый остров, который к 19 ноября уже возвышался на 60 м над уровнем моря. Его назвали Суртсэй — по имени огнедышащего великана Суртура из скандинавской мифологии. Эксплозивная деятельность между тем продолжалась. Несмотря на то что морской прибой и бури легко разрушали нагромождения рыхлого материала, препятствуя накоплению вулканических продуктов, к концу января 1964 г. новый остров уже достигал высоты 174 м, а его наибольший размер в поперечнике составлял 1300 м. В начале апреля эксплозивная фаза закончилась и началось излияние лавы, оказавшей острову действительную защиту от разрушения. В центре возникшего лавового щита образовалось кипящее лавовое озеро. Поступление лавы продолжалось с переменной активностью вплоть до последних дней мая 1965 г., когда оно прекратилось. С тех пор к югу от группы островов Вестманнаэйяр над морем возвышается новый остров площадью 2,45 км². Еще один небольшой островок, возникший неподалеку от него из рыхлых вулканических выбросов, был, напротив, недолговечным и вскоре исчез.

Оба извержения, происшедшие у южного побережья Исландии, — одно, неожиданным и роковым образом вторгшееся в повседневное существование жителей города и уничтожившее созданные их трудом ценности, но, к счастью, не позлекшее за собой человеческих жертв, и другое, хотя и не уступающее первому по масштабам бурного освобождения подземной энергии, но и не относящееся к катастрофам, а скорее обнаруживающее привлекательность необычного зрелища, — сознательно предпосланы нашему дальнейшему изложению. В одном из последующих разделов мы еще вернемся к вулканизму Исландии. Он вызывает у нас интерес не только потому, что упомянутые извержения произошли в недалеком прошлом, но и в связи с тем, что они в соответствии с современными геологическими данными позволяют наблюдать наиболее значительное из вулканических явлений — «океанический рифтовый вулканизм», обычно скрытый от нас водами океана. Благодаря этому процессу постоянно создается и вытягивается в круговорот, приводящий в движение материка, новая литосфера (от греческого «литос» — ка-

мень и «сфайра» — шар), т. е. твердая каменная оболочка Земли. Совершенно иные формы вулканизма проявляются в тех областях Земли, где вновь «уничтожается» новообразованная в океанических рифтовых зонах литосфера, где простираются самые мощные складчатые сооружения Земли или где материки пересекаются глубокими разломами. Если в старых учебниках вулканологии различные виды вулканизма описывались и классифицировались большей частью лишь по форме их проявления, то так называемая новая глобальная тектоника создала теоретическую основу, позволяющую лучше, чем прежде, понимать причинные взаимосвязи между вулканизмом и динамикой земной коры. Этому аспекту в нашем изложении уделяется особое внимание.

Для лучшего понимания вулканических явлений представляется необходимым вначале ознакомиться с внешними областями Земли, в которых проявляются процессы вулканизма, и с важнейшими положениями новой глобальной тектоники.

Новая глобальная тектоника— ключ к пониманию вулканизма Земли

О концентрическом внутреннем строении Земли

Когда где-либо на Земле происходит землетрясение, то сотрясаются не только ближайшие окрестности, но и весь земной шар. Эти колебания ощущаются людьми по мере удаления от места землетрясения все в меньшей степени и в отдаленных районах становятся неощутимыми. Однако в сейсмологических лабораториях — станциях по наблюдению за землетрясениями — чувствительные приборы воспринимают и самые слабые колебания почвы и изображают их в виде графиков — «сейсмограмм». Колебания распространяются в виде волновых движений вещества Земли (называемых для краткости волнами), отчасти непосредственно через земной шар в виде «пространственных волн», отчасти по его поверхности. Пространственные волны представляют для нашего изложения особый интерес, поскольку могут давать информацию о внутреннем строении Земли. Среди них различают два вида волн: Р-волны (называемые также продольными или волнами сжатия), когда частицы вещества испытывают колебания в направлении распространения волны, и S-волны (поперечные, или волны давления), у которых колебания происходят в направлении, перпендикулярном к распространению волны. Те и другие различаются не только по способу перемещения материальных частиц при волновом движении, но и по скорости их распространения («времени пробега»).

Путь, проходимый волнами, как правило, не является прямолинейным; там, где происходят изменения физических свойств вещества Земли, в особенности его упругости, плотности или агрегатного состояния, волны испытывают торможение или ускорение, отклоне-

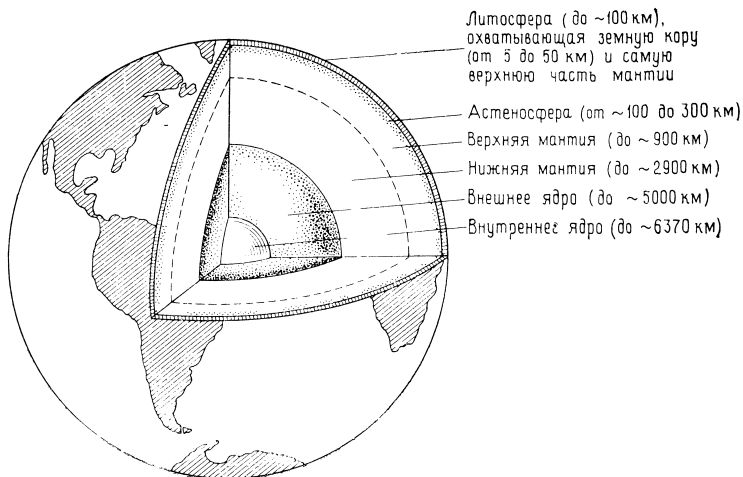


Рис. 2. Концентрическое строение Земли.

ние, преломление или отражение. В результате обработки сейсмограмм подобные изменения физических свойств вещества в глубинах Земли могут быть выявлены и локализованы. При этом возможны даже некоторые косвенные выводы относительно вещественных превращений.

Таким способом сейсмологам удалось установить, что Земля имеет неоднородное строение, т. е. обладает внутренним «ядром», вокруг которого располагается некоторое число «оболочек». Последние отделены друг от друга поверхностями раздела, или переходными зонами, в которых физические свойства отчетливо меняются. Концентрическое внутреннее строение Земли схематически изображено на рис. 2.

Внешнюю, сравнительно тонкую оболочку составляет земная кора. Она представляет особый интерес для нашего изложения, поскольку именно в ней (и прежде всего на ее поверхности) происходят вулканические явления. В пределах земной коры, по сейсмическим данным, выделяется несколько разделов (в отдельных районах они выделяются по-другому), самым заметным из которых является так называемый раздел

Конрада¹. На этом разделе скорость сейсмических Р-волн изменяется приблизительно от 5,0—6,0 до 6,0—6,5 км/с, что сопровождается также изменением вещественного состава. Плотность части земной коры, лежащей выше раздела Конрада, составляет 2,6—2,7 г/см³; по общему химическому составу она соответствует глубинной породе — граниту; иными словами, встречающиеся здесь горные породы — граниты, гранодиориты, гнейсы, осадочные породы и т. д. — обладают относительно высоким содержанием SiO₂ (обычно называемой, хотя и не вполне правильно с точки зрения химической номенклатуры, кремнекислотой), которое несколько уменьшается с глубиной. Поэтому этот слой называют также *гранитным*. Преобладающими минералами слагающих его кислых, т. е. богатых кремнекислотой, горных пород являются кварц, щелочные полевые шпаты и слюды. Мощностъ гранитного слоя, составляющая для Центральной Европы приблизительно 12—15 км, колеблется в значительных пределах и может достигать нуля, поскольку в центральных частях океанов этот слой отсутствует. Он оказывается, таким образом, типично материковым элементом.

Плотность горных пород ниже раздела Конрада возрастает до 2,9—3,0 г/см³. Содержание кремнекислоты в них уменьшается, и горные породы в связи с этим называют основными; по составу они соответствуют базальтам, что установлено в океанической области, где отмечается только такой тип коры. Его называют поэтому *базальтовым слоем*². Преобладающими минералами являются здесь основные плагиоклазы, пироксен, отчасти оливин.

Мощность земной коры, состоящей из гранитного и базальтового слоев, в материковой области колеблется между 25 и 50 км, составляя в среднем 30—35 км. В океанической области, где присутствует лишь базаль-

¹ Назван в честь австрийского геофизика В. Конрада, установившего этот раздел в 1925 г. путем наблюдения сейсмических волн.

² Было бы логичнее использовать для его наименования — по аналогии с «гранитным слоем» — глубинную породу габбро, соответствующую поверхностной породе базальту, и называть его «габбровым слоем». Однако термин «базальтовый слой» уже укоренился в литературе.

товый слой, мощность земной коры существенно уменьшается, достигая лишь 5—8 км.

За нижнюю границу земной коры принимают очень важный раздел, на котором скорость сейсмических Р-волн скачкообразно достигает 8 км/с. Его называют *разделом Мохоровичича*¹. Ниже этого раздела (сокращенно Мохо) начинается мантия Земли. Хотя достоверно не известно, какого рода вещество ее слагает, однако возрастание плотности до 3,0 г/см³ и выше и вулканологические наблюдения позволяют ожидать здесь горные породы, главным компонентом которых является оливин (плотность 3,3—4,2 г/см³). Подобные породы, которые редко встречаются на земной поверхности, мы называем перидотитами. Представления о том, какого рода вещество слагает более глубокие области мантии, все еще недостаточно достоверны. Судя по физическим свойствам — возрастанию скорости Р-волн на глубине 2900 км почти до 14 км/с и увеличению плотности, — следует считаться с возможностью его дальнейших изменений. Нередко, однако, полагают, что эти изменения связаны не столько с химическими, сколько с физическими свойствами, иными словами, что у других разделов в пределах мантии, и прежде всего на глубинах 400, 700 и 800 км (последний истолковывают как границу между верхней и нижней мантией), проявляются так называемые фазовые изменения, при которых химический состав остается неизменным, но под влиянием высокого давления атомы или ионы располагаются более тесно, образуя более плотную упаковку или так называемые модификации высокого давления. Можно предполагать, что при этом происходит переход от структур типа оливина к структурам типа шпинели. Существуют различные мнения о том, происходят ли в мантии изменения вещества (или его физических свойств) только в вертикальном или также и в горизонтальном направлении. Локальные отклонения в скорости распространения сейсмических волн как будто бы позволяют говорить о

¹ Назван в честь югославского сейсмолога А. Мохоровичича, впервые установившего его существование в 1909 г. при обработке сейсмограмм Балканского землетрясения. Ему принадлежит заслуга установления первого раздела внутри земного шара.

существовании подобных «латеральных» неоднородностей.

Особый интерес в глобально-тектоническом и вулканологическом аспектах представляет, однако, установление существования в самой верхней части мантии, на глубине приблизительно от 100 до 300 км, зоны, в пределах которой скорость сейсмических волн, в первую очередь S-волн, заметно снижается, а после прохождения этой зоны вновь возрастает. С сейсмологической точки зрения можно говорить о существовании «слоя пониженных скоростей» (low velocity layer). С точки зрения состояния вещества этот эффект может объясняться тем, что горные породы под воздействием повышения давления и температуры находятся в этой области в квазирасплавленном (близком к расплавленному) состоянии, которое при небольшой разгрузке давления может переходить в расплавленное. С вещественно-тектонической точки зрения эту зону называют также «астеносферой» (от греческого «астенес» — мягкий и «сфайра» — шар). Она особенно важна для рассматриваемой нами темы, поскольку находящаяся выше *литосфера* — твердая оболочка Земли, охватывающая земную кору и самую верхнюю часть мантии, лежащую между разделом Мохо и астеносферой, — как бы «плавает» на астеносфере. Представляется возможным, что отдельные глыбы литосферы, разделенные «глубинными разломами», могут перемещаться, таким образом, как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Астеносфера рассматривается, кроме того, как источник «первичных» магматических расплавов основного состава, которые при разгрузке давления поднимаются по глубинным разломам и вызывают вулканические явления на поверхности.

Литосфера, определяемая в настоящее время подобным образом, — расширенное понимание термина «земная кора», — измеренная по радиусу Земли, составляющему в области экватора 6378 км, необычайно тонка, относительно тоньше яичной скорлупы. Тем не менее, несмотря на то что она расчленена зонами разломов, испытывает воздействие многочисленных землетрясений и пронизана магматическими расплавами, прочность ее просто удивительна.

Ниже мантии, т. е. на глубине около 2900 км, начинается *ядро* Земли, также отделенное от мантии существенным разделом и расчлененное в свою очередь на глубине около 5000 км еще одним разделом на внешнюю и внутреннюю части. На границе мантии и ядра вновь наблюдается нечто примечательное: скорость распространения Р-волн неожиданно снижается, приблизительно с 14 до 8 км/с, а затем — вначале постепенно, а с глубины 5000 км несколько быстрее — вновь возрастает; распространение же S-волн вообще прерывается. По мнению многих исследователей, это указывает на то, что внешняя часть ядра находится в расплавленном состоянии, в то время как внутренняя часть вновь представляется твердой.

Среди различных представлений о вещественных особенностях ядра Земли господствуют взгляды о преобладании в нем металлического железа.

Выше уже указывалось, что астеносфера рассматривается как место зарождения «первичных» основных магматических расплавов в верхней части мантии Земли. Естественно, кажется невероятным, чтобы более глубокие области Земли были бы полностью пассивными, по крайней мере как источник поступления или диффузии вещества. Тем не менее вопрос о том, управляют ли глубокие части мантии или даже ядро магматическими процессами, в том числе и вулканическими, представляет собой еще не разрешенную проблему. Вследствие этого мы пока не можем рассматривать процессы вулканизма глубже нижних частей астеносферы.

От дрейфа континентов к «новой глобальной тектонике»

В 1930 г. во время своей третьей экспедиции в Гренландию погиб известный геофизик и исследователь этой страны Альфред Вегенер. Он был автором ряда фундаментальных работ главным образом в области метеорологии, однако проявил себя не в меньшей степени как геолог, океанолог и географ, придав и этим наукам существенный импульс для дальнейшего развития. В области геологии он стал известен благодаря

впервые изложенной им в 1912 г. теории дрейфа континентов, которая после соответствующей переработки была положена в основу книги под названием «Происхождение континентов и океанов», изданной в 1915 г.

В своих построениях Вегенер исходил из бросающейся в глаза параллельности береговых линий по обе стороны Атлантического океана, хотя и неоднократно отмечавшейся ранее, но причины которой он впервые попытался обосновать с позиций геологии и геофизики. Вегенер развивал представления о том, что материки— Европа и Африка, с одной стороны, и Северная и Южная Америка, с другой,— первоначально слагали единый крупный материк «Пангею», позднее расколовшийся на части, которые стали дрейфовать в разные стороны на пластичном основании, подобно льдинам на воде. В разрыв между раздвигающимися материками вторглось море, постепенно в результате расширения образовавшее Атлантический океан. Вдоль фронта перемещающихся материковых глыб возникали складчатые горные сооружения Западной Америки и Восточной Азии. Вегенер попытался обосновать свои представления геолого-геофизическими, палеоклиматическими, а также зоо- и фитогеографическими особенностями территорий, располагающихся по обе стороны Атлантического океана.

Однако в глобально-тектонических представлениях современников Вегенера господствовал «фиксизм», т. е. учение, согласно которому материки и океаны в геологическом прошлом занимали точно такое же положение, как и в настоящее время, и отдельные глыбы земной коры могли испытывать в крайнем случае вертикальные перемещения, вызывавшие трансгрессии (вторжения) и регрессии (отступления) морей. «Мобилистские» представления Вегенера совершенно не вписывались в эту картину. Было высказано множество возражений, и лишь за очень малым числом исключений «геология, — как писал Г. Клоос в 1936 г., — выступила почти сомкнутым фронтом против этой дерзкой попытки объяснения облика Земли». Несмотря на то что в последующие десятилетия были опубликованы некоторые наблюдения, казалось бы свидетельствующие в пользу гипотезы Вегенера, фиксистские представления господствовали вплоть до 60-х годов нашего столетия.

С тех пор, однако, в геотектонике стали пробиваться, вначале нерешительно, а затем встречая все большее одобрение, совершенно новые представления, развивающие идею Вегенера. В результате осуществления международных геолого-геофизических программ, таких, как принятый в 1957 г. «Проект верхней мантии» (Upper Mantle Project), исследования Международного геофизического года (1964—1965) и др., эти представления привели к созданию совершенно новой картины развития материков и океанов.

Хотя геологи интенсивно исследовали материки и полученные при этом результаты распространяли на геотектоническое развитие всей Земли, их выводы, однако, были ошибочными и, как оказалось впоследствии, неправомерными. Всё возрастающие исследования океанических областей, занимающих гораздо большую часть поверхности Земли, показали, что последние обладают иным строением и совершенно иной динамикой развития по сравнению с материками. Давно уже было известно, что в океанических областях литосфера имеет повышенную по сравнению с материками плотность и что в ее строении существенную роль играют основные (базальтовые) породы, однако вначале было не ясно, относится ли это лишь к центральным частям Тихого океана или также и к остальным океанам. Далее, с давних пор были известны глубоководные желоба в обрамлении Тихого океана, а со времени проведения телеграфного кабеля между Европой и Америкой и система поднятий, протягивающаяся, подобно подводному хребту, вдоль оси Атлантического океана, однако для этих явлений вначале не могли найти правильного объяснения.

В 1940-е годы с началом интенсивного изучения океанов в тесной связи с существенным прогрессом в измерительной технике были достигнуты новые успехи в изучении рельефа океанического дна. После проведения Международного геофизического года к ним добавились обширные геофизические исследования, а в последние годы — интенсивное развитие бурения в глубоководных областях. Эти исследования дали неожиданные результаты и привели к новой картине геотектонического развития земной коры, которая хотя во многом и гипотетична, но в целом более грандиозна и

в состоянии лучше объяснить многие неясные вопросы геологии, и в особенности интересующие нас вулканические явления.

С тех пор как появилась возможность с большой точностью определять эпицентры землетрясений, происходящих в океанической области, выяснилось, что в Атлантическом океане около 90% расположенных там очагов землетрясений выстраиваются подобно нанизанным на нитку жемчужинам вдоль линии, протягивающейся точно по его оси и строго приуроченной к Срединно-Атлантическому хребту; при этом намечается тесная взаимосвязь между ними. Такой же характер расположения очагов землетрясений удалось установить и в других океанах. После того как путем более детальных исследований была выяснена причина этого явления, обнаружилось, что аналогичные подводные горные сооружения протягиваются и в остальных океанах и что эти *срединно-океанические хребты* образуют разветвленную систему протяженностью около 70 000 км, охватывающую всю Землю (рис. 3). На юге Срединно-Атлантический хребет примыкает к ветвящейся системе хребтов Индийского океана. Там вновь ответвляется гряда, огибающая с юга Австралию, которая то удаляется от Антарктического материка, то приближается к нему; другое ответвление, протягиваясь по восточной части Тихого океана, подходит непосредственно к западному побережью Северной Америки. Системы хребтов смещаются многочисленными поперечными нарушениями, так называемыми трансформными разломами, по которым происходят, по крайней мере на участках между смещенными отрезками хребтов, боковые перемещения граничащих между собой областей океанической коры.

Здесь возникает вопрос, исполненный жгучего интереса: что же представляют собой эти системы срединно-океанических хребтов и какова их роль в геотектонической картине Земли?

Более детальные исследования показали, что они представляют собой не просто системы подводных хребтов, возвышающихся на 3000—5000 м над смежными океаническими равнинами (при ширине в среднем 1000 км), но что они разорваны по своей продольной оси и рассечены сериями трещин, так называемы-

ми *рифтами*, как, например, в Исландии, где Срединно-Атлантический хребет возвышается над поверхностью океана. Рифты протягиваются на большие расстояния, образуя гигантские системы грабенов глубиной от 3000 до 4000 м при ширине 20—40 км. Эти системы рифтов, играющие, как будет показано, более важную геотектоническую роль, чем собственно хребты, могут быть хорошо изучены в тех областях Земли, где они переходят на материки и рассекают их. Это в особенности справедливо для северо-западной части Индийского океана, где рифтовая система подводного хребта Карлсберг, проходя через Аденский пролив и Красное море, разъединяет некогда единый Африкано-Аравийский материк, а ее ответвление пересекает Восточную Африку, образуя знаменитые «рифтовые долины».

С вулкано-тектонической точки зрения вызывает особый интерес и играет, в противовес прежним представлениям, очень важную роль в познании вулканизма Земли вывод о том, что рифтовые системы являются вулканическими зонами первого порядка. Этот факт раньше был почти неизвестен, поскольку вулканизм рифтовых систем мало заметен, так как проявляется обычно под мощной толщей воды. Вулканизм этого типа постоянно ощутим в тех немногих местах, где срединно-океанические хребты выступают над поверхностью моря, как, например, в Исландии. Если для наших масштабов времени происходящие там вулканические извержения разделены перерывами продолжительностью в годы или десятилетия, то, оперируя геологическим временем и принимая во внимание, что преобладающая часть поступлений вулканических расплавов остается от нас скрытой, можно говорить о постоянной вулканической активности.

Обращает на себя внимание еще один примечательный факт: изучение геомагнитного поля океанической области показало, что дно океана намагничено полосами, располагающимися параллельно и зеркально-симметрично относительно рифтовой системы, причем «нормально» намагниченные полосы, у которых направление намагниченности соответствует современному магнитному полю Земли, чередуются с такими, которые намагничены в противоположном направлении,

Ширина этих полос составляет от нескольких десятков до сотен километров.

Обработка этих и целого ряда других наблюдений, обсуждение которых выходит за рамки нашего изложения, привела (благодаря прежде всего основополагающим трудам американских геологов и геофизиков Дитца и Хесса, а также Вайна и Мэтьюза) к развитию в 1961—1965 гг. гипотезы «спрединга», т. е. постоянного разрастания океанического дна (sea floor spreading). В краткой форме она сводится к следующему: в рифтовых зонах из области верхней мантии Земли (из астеносферы) поднимаются магматические расплавы, имеющие неизменно основной — базальтовый¹ — состав. Горячий расплав не намагничен. Однако если по достижении морского дна он застывает и охлаждается ниже точки Кюри (около 500°С), то выделяющиеся в расплаве среди других минералов кристаллики магнетита Fe₃O₄ намагничиваются по направлению магнитного поля Земли, иными словами, они ориентируются подобно крошечным стрелкам компаса. После застывания расплава по обе стороны рифтовой зоны возникает полоса новообразованного базальтового океанического дна. Образующиеся таким образом «пристройки» дна океана расходятся в стороны друг от друга, давая возможность подниматься новым порциям расплава. Так к океаническому дну присоединяются один за другим новые полосовидные блоки. Представляется, однако (как полагают геомагнитологи, это может быть доказано и на материковых базальтах), что в ходе геологической истории направление магнитного поля Земли неоднократно изменялось на обратное. Если бы подобное случилось в настоящее время, то наши компасы стали бы забавным образом указывать вместо севера на юг. Расплавы, внедрявшиеся в рифтовые зоны в эпохи подобных «инверсий», фиксировали, следовательно, обращенное магнитное поле; таким образом, при постоянном приращении дна океана друг друга сменяли полосы, намагниченные в пря-

¹ Понятие «базальт» в современной терминологии в отличие от обычного его употребления в литературе прошлых лет сильно ограничено. Чтобы не обременять читателей сложными терминологическими проблемами, этот термин используется ниже как собирательное название молодых эффузивных пород основного состава.

мом и обратном направлениях, причем более молодые полосы располагаются вблизи, а более древние — в отдалении от рифтовой зоны. В геологическом прошлом инверсии магнитного поля Земли представляли собой не такое уж редкое явление. Лишь только за последние 4 млн. лет можно насчитать 22 такие инверсии и составить с их помощью геомагнитную шкалу времени.

Согласно этой гипотезе, для подтверждения которой в противовес различным возражениям могут быть приведены и другие факты, попытаемся, например, представить (в упрощенном виде) возникновение Атлантического океана: бывший пракоонтинент Пангея, в понимании Вегенера, раскололся; образовалась зона трещин и в конечном счете зона грабенов («зачаточный рифт»), несколько сходная с Верхнерейнским грабеном. В нее внедрялся базальтовый расплав, застывал, и обломки материка Пангеи начали расходиться. После вторжения океанских вод возникла стадия, подобная той, которую представляет современное Красное море, разделяющее Африку и Аравийский полуостров. В результате непрерывного поступления в рифтовую зону новых порций расплава одна за другой присоединялись полосы нового морского дна, и Атлантический океан постепенно принял свой современный облик. Соответствующие процессы развивались и в других рифтовых зонах и продолжают также в настоящее время. Скорость расширения дна океана составляет примерно 1—5 см/год.

В целях нашего изложения необходимо особо отметить следующее: вулканизм рифтовых зон океанической области является как причиной формирования океанической литосферы, так и источником материала для этого процесса. Тем самым он оказывается геологическим явлением первого порядка, что оценивалось в литературе прошлых лет совершенно неверно. То обстоятельство, что вулканическая деятельность наблюдается также и вдоль зон разломов глубокого заложения, пересекающих океанические хребты, позволяет дополнить эту картину.

Все сказанное выше представляет лишь одну сторону этого глобально-тектонического явления. В конце концов дно океана не может расширяться бесконечно. Этому препятствует иной процесс, при котором в дру-

гих местах, а именно в так называемых «зонах субдукции», новообразованная (благодаря подъему базальтовых расплавов) и расширяющаяся литосфера вновь испытывает сокращение. Под зонами субдукции понимаются такие зоны, в которых «поглощается» океаническая литосфера. Они могут располагаться в местах, где протягиваются глубоководные желоба, т. е. преимущественно в обрамлении Тихого океана. Океаническая литосфера погружается там наклонно под края материков или лежащие перед ними островные дуги, а глубже (в области мантии) вновь ассимилируется. Процесс наклонного погружения, по-видимому, подтверждается высокой сейсмичностью областей субдукции и в особенности тем, что по направлению к материку очаги землетрясений залегают все глубже — в крайних случаях до 700 км. Эти наклонно залегающие зоны скольжения, обладающие высокой сейсмической активностью, получили наименование *зоны Беньоффа*, по имени американского сейсмолога Х. Беньоффа (1899—1968), обратившего внимание на значение подобных зон в обрамлении Тихого океана¹. Общая теоретическая концепция состоит в том, что новообразование литосферы в рифтовых зонах, ее расширение и, наконец, сокращение в зонах субдукции составляют единый крупный круговорот, подобный конвейеру, который, как полагают, дополняется обратным потоком поглощенной и повторно расплавленной литосферы в пределах верхней мантии, движущимся по направлению к рифтовым системам. Движущей силой этого круговорота считают термическую конвекцию (см. стр. 34—35).

В результате общего рассмотрения этих процессов Морган и Маккензи, развивая гипотезу расширения (спрединга) океанического дна, выдвинули в 1967—1968 гг. концепцию так называемой *тектоники плит* (plate tectonics). Она гласит, что литосфера Земли состоит из сложной мозаики «плит» больших или меньших размеров (рис. 3), ограниченных, с одной стороны, рифтовыми зонами, а с другой — зонами субдукции. К этому надо добавить еще третий ограничивающий элемент — уже упомянутые выше трансформные разло-

¹ Эти зоны были выделены ранее японским геофизиком Вадати в 1930-х гг. и А. Н. Заварицким (1946). — *Прим. перев.*

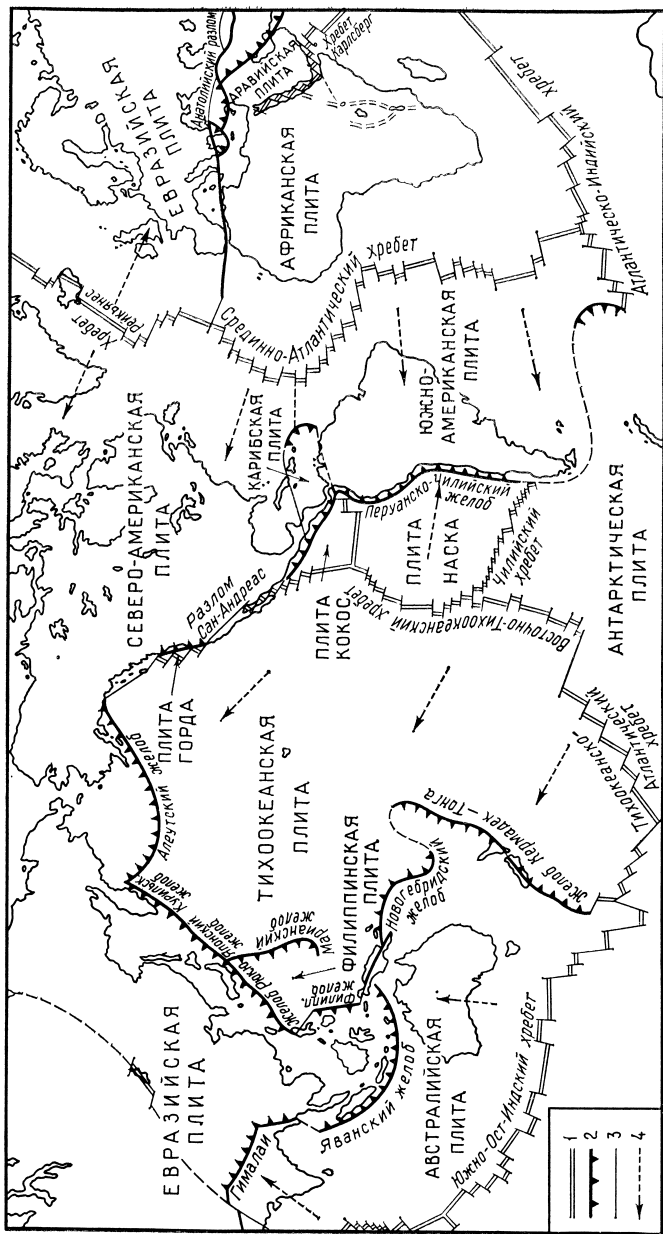


Рис. 3. Согласно представлениям «новой глобальной тектоники», литосфера Земли состоит из отдельных границ между собой «плит», которые постоянно образуются в рифтовых зонах океанов и подвергаются разрушению в зонах субдукции. Землетрясения и процессы вулканизма приурочены к границам плит, являющихся зонами перемещений первого порядка (по Дьюи). 1 — оси хребтов (рифты); 2 — зоны субдукции; 3 — трансформные разломы; 4 — направление перемещения плит.

мы, по которым путем боковых сдвигов происходят компенсационные перемещения. Каждая из плит испытывает процессы становления, перемещения и разрушения, о которых говорилось выше. Центральные области литосферных плит сравнительно спокойны в тектоническом отношении, однако все проявления глобально-тектонических сил приурочены к их краям. При перемещениях с поворотом края плит могут, подобно краям плавающих ледяных глыб, тереться друг о друга, расходиться или же прижиматься друг к другу и при этом испытывать относительное воздымание или, напротив, погружение. Такие края плит в тектоническом отношении являются наиболее активными зонами земной коры. Вдоль них происходят наиболее сильные землетрясения, располагаются цепочки вулканов, земная кора рассечена глубокими разломами и образуются самые крупные складчатые сооружения Земли.

До сих пор мы разбирали главным образом процессы новообразования и уничтожения океанической литосферы, т. е. базальтового слоя. Какова же роль материков в глобально-тектонических явлениях?

Материки в свете тектоники плит следует рассматривать в тесной связи с океанической литосферой и представлять их совместно перемещающимися при расширении последней. Однако в противоположность океанической литосфере материки состоят из гранитного вещества, обладающего меньшим удельным весом, или плотностью. Вследствие этого в зонах субдукции части континентальной коры не могут погружаться в область мантии. Подъем этих частей в значительной степени препятствует их разрушению при сокращении плит; с этой точки зрения становится понятным, что края океанических плит, движущихся навстречу друг другу перед фронтом продвигающихся материковых плит (как это наблюдается в обрамлении Тихого океана), испытывают в результате этого воздымание или погружение. Материки, таким образом, можно считать, с позиций тектоники плит, самыми стойкими частями литосферы. И если радиологические определения возраста в настоящее время указывают на существование в некоторых областях Земли горных пород с возрастом от 3,5 до 3,8 млрд. лет, то это возможно лишь в областях материковой литосферы. Как полагают сторонни-

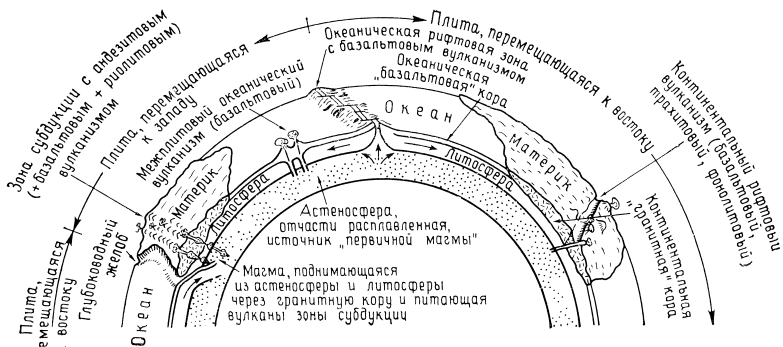


Рис. 4. Взаимосвязи различных форм вулканизма с литосферными плитами и их границами (по Прессу и Зиверу, с изменениями).

ки тектоники плит, океаническая литосфера, напротив, в результате постоянного новообразования и уничтожения испытывала обновление приблизительно через каждые 200—250 млн. лет. Форма и размеры материков, перемещающихся вместе с ней, могли претерпевать в ходе геологической истории существенные изменения. Они могут, как говорилось выше, раскалываться при образовании рифтовых зон, расходиться в стороны и создавать пространство для образования новых морей. Если же, напротив, к зонам субдукции с обеих сторон вместе с океанической литосферой придвигаются материки, то может начаться противоположный процесс. Может произойти столкновение материков и замыкание океана, причем осадки, накопившиеся в океане между материками, испытывают сжатие, интенсивно сминаются в складки и воздымаются в виде складчатых горных сооружений. Последние образуют в этом случае подобие сварного шва, соединяющего вновь формирующийся крупный материк. В качестве примера можно привести происшедшее некогда столкновение Индийского субконтинента — обломка Пангеи — с Азией, причем Гималаи выполняют роль сварного шва. Лишь узкая, обладающая чешуйчатой структурой полоса океанической литосферы — «Индусская офиолитовая зона» — указывает на некогда существовавшее между двумя материками и ныне исчезнувшее морское

пространство, давно известное геологам под названием «Тетис».

Но вернемся еще раз к зонам субдукции. Для целей нашего изложения они вновь представляют особый интерес, потому что с ними также связан мощный вулканизм, хотя и совершенно другого рода, чем проявленный в рифтовых зонах. По мере погружения океанической литосферы под края материковых плит происходят процессы расплавления особого рода. Разломы делают возможным подъем магматических расплавов. Однако среди поступающих наверх продуктов магматизма основные по составу разности играют незначительную роль, а преобладают, как правило, продукты, состав которых колеблется от «среднего» (андезитового) до «кислого» (риолитового), что придает вулканизму зон субдукции высокую эксплозивность, о чем будет сказано ниже. Далее, в отличие от вулканизма рифтовых зон, в основном скрытого мощным покровом воды, вулканизм этого рода проявляется более впечатляющим образом, так как происходит часто в густо населенных краевых областях материков и прилегающих к ним группах островов. Лишь в историческую эпоху он слишком часто, а иногда и трагическим образом вмешивался в повседневную жизнь обитателей этих островов, разрушая материальные ценности и унося многочисленные жизни.

Итак, «новая глобальная тектоника» учит нас выделять две принципиально различные формы вулканизма (рис. 4): вулканизм основного состава, связанный с рифтовыми зонами, и вулканизм среднего и кислого состава, связанный с зонами субдукции. Особые формы, близкие к рифтовому вулканизму, представляют океанический внутриплитовый и континентальный рифтовый вулканизм. Эти различные варианты вулканизма будут рассмотрены более подробно ниже, в особом разделе.

Тепловая энергия Земли— движущая сила вулканизма

Все геологические процессы и изменения, являющиеся их следствием, которые мы можем установить на поверхности или выявить до определенных глубин в недрах Земли, приводятся в движение двумя силами: тепловой энергией земных глубин, вызывающей движение литосферных плит и связанные с этим проявления эндогенных процессов — вулканизм, землетрясения и горообразование, и тепловым потоком, который, постоянно исходя от Солнца и достигая Земли, вызывает движения воздушной и водной оболочек и посредством этого обуславливает экзогенные процессы — выветривание, перенос его продуктов и их переотложение в других местах.

Год за годом достигает поверхности идущий из недр Земли тепловой поток, составляющий приблизительно $8,4 \cdot 10^{20}$ Дж ($\approx 2 \cdot 10^{20}$ кал), или $6,3 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² ($\approx 1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с))¹. Этот тепловой поток представляет собой исключительно большое количество энергии, однако ощущается он очень слабо, поскольку тепловой поток Солнца, достигающий нас «снаружи», приблизительно в тысячу раз сильнее воздействует на наше ощущение температуры. Внутренняя теплота Земли заметно ощутима лишь в вулканических областях.

Экзогенный тепловой поток, воздействующий на Землю извне, прекращает свое действие уже на глубине в несколько метров. Зато в шахтах и буровых сква-

¹ Физические формулы, заимствованные из литературы, единообразно переведены в единицы СИ; прежние обозначения приведены в скобках.

жинах устанавливается повышение температуры с погружением в недра Земли, хотя и различное в различных областях: в среднем приблизительно на 3 К на 100 м. Если по этим данным попытаться рассчитать температуру, которая должна господствовать в недрах Земли, то получатся огромные значения, которые, однако, совершенно не согласуются с физическими представлениями о глубинах Земли.

Если проэкстраполировать установленные вблизи земной поверхности «температурные градиенты» на глубину, то уже на глубине 100 км температура составит 3000 °С. Однако, как уже было сказано, сейсмологические данные, и в особенности четкое уменьшение скорости пробега S-волн, свидетельствуют о наличии в пределах верхней мантии на этих глубинах зоны, в которой происходит расплавление пород, по крайней мере частичное. Однако температура плавления перидотита, предположительно слагающего эту зону, составляет, согласно экспериментальным данным, 1100—1200 °С. С нашими представлениями об этой зоне — астеносфере — как области происхождения первичных расплавов основного состава хорошо согласуется также и то, что лавы, извергаемые вулканами океанической области, имеют именно такие температуры. Если принять во внимание зависимость температур в глубинах Земли от господствующего там давления, а также сейсмологические данные, то глубже астеносферы можно вновь наметить переход мантийного вещества в твердое состояние. Для поверхностей раздела в мантии на глубинах 400, 700 и 900 км, обусловленных, как указывалось выше, фазовыми изменениями вещества, рассчитаны с учетом экспериментальных данных температуры, составляющие соответственно около 1500, 1900 и 2400 °С. Температуры на границе мантии и ядра могут достигать 3700 °С и во внутреннем ядре — около 4300 °С. Представляется маловероятным, чтобы температура в центре Земли существенно превышала 5000 °С.

Внутренняя теплота Земли может переноситься наружу различными способами, однако о том, в какой мере они проявляются, существуют различные представления.

В любом случае существенную роль играет *теплопроводность*. Согласно известному физическому прин-

ципу, она обусловлена тем, что в твердых телах атомы или молекулы, возбужденные тепловой энергией, начинают колебаться и взаимно сталкиваться, при этом тем сильнее, чем выше температура. Однако горные породы земной коры очень плохо проводят тепло, и этим объясняется незначительная степень проникновения внутренней теплоты Земли наружу. Приблизительные расчеты показывают, что для прохождения теплоты через пластину горных пород толщиной 10 м требуется около 3 лет, а для остывания лавового потока мощностью 100 м—уже около 300 лет. Согласно теоретической физической оценке, которая практически нереализуема, но может дать представление о ничтожной теплопроводности земной коры, в случае, если бы Земля была окружена слоем горных пород мощностью 400 км, тепловой поток из земных недр с самого начала ее существования и до настоящего времени еще не достиг бы поверхности Земли, так как расчетное время его прохождения через слой горных пород такой мощности составляет 5 млрд. лет¹. Не удивительно, таким образом, что скорость охлаждения Земли оценивается весьма небольшой величиной. Согласно Е. М. Любимовой, Земля с начала своего существования, т. е. приблизительно за 4,8 млрд. лет, потеряла всего около 10% первоначального количества теплоты.

Если какое-либо вещество нагревается до раскаленного состояния, то теплота может переноситься путем излучения. Значение этого процесса для охлаждения Земли оценивается по-разному. Весьма вероятно, что в ранние фазы развития Земли излучение тепла играло более значительную роль.

Представление о переносе теплоты путем конвекции совсем не ново, однако в современных мобилистских построениях глобальной тектоники оно приобрело большое значение. Благодаря конвекции (хотя и с крайне малыми скоростями) приводится в движение вещество Земли, обладающее различными температурами и соответственно различной плотностью, согласно модели

¹ Прохождение теплового потока в земной коре осуществляется не только за счет теплопроводности горных пород, но и путем конвективного теплообмена, вызванного перемещением в порах и трещинах растворов и газов, а также подъемом магмы. — *Прим. перев.*

нагретой и бурлящей жидкости. Конвекция рассматривается, в частности, как движущая сила круговорота литосферы, подобного ленте конвейера (описанного на стр. 27), и в особенности как сила, ответственная за перемещение плит.

Замкнутый круговорот называют «конвекционной ячейкой». Хотя речь идет здесь лишь о воображаемой модели, представление о конвекционных потоках принимается в настоящее время все в большей степени. Однако в вопросах о масштабах конвекционных потоков, и в особенности о том, происходят ли эти процессы только во внешней зоне земного шара (верхней мантии) или же конвекционные потоки затрагивают и более глубокие зоны (нижнюю мантию и ядро), все еще мало ясно. В равной степени не ясно, являются ли эти процессы постоянно действующими или действовавшими, или эти движения испытывают изменения во времени и пространстве, или же, кроме того, прерываются эпохами покоя.

При таком подходе особый интерес, естественно, вызывает вопрос об *источниках внутренней теплоты Земли*. Поскольку прямая проверка состояния вещества и процессов, происходящих на больших глубинах, принадлежит к числу пока не разрешенных научно-технических проблем, наши представления об этом в значительной степени основаны на гипотезах, хотя и с физической точки зрения могут быть приведены убедительные аргументы. Особенно важное значение могли бы иметь два источника теплоты. Одним из них могла быть «начальная» *теплота Земли*, относящаяся к тому далекому времени, когда Земля, возникшая путем сгущения газовых и пылевых частиц, была разогрета до раскаленного состояния, затем последовало обособление ядра и мантии и наконец выделение земной коры. При этом существенную роль могло играть первоначально превращение гравитационной энергии в тепловую. Другим значительным источником теплоты служит *распад радиоактивных изотопов*, прежде всего долгоживущих, таких, как ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K . Эти постоянно действующие источники тепловой энергии могли становиться активными по мере разогревания «Праземли». Возможен, кроме того, и ряд других источников тепла, долю которых в общей тепловой

продукции Земли оценить трудно. Так, например, некоторые химические реакции могут протекать как «экзотермические», т. е. с выделением тепла. Одна из наиболее известных реакций такого рода могла бы, например, происходить благодаря присутствию воды в верхней мантии или в земной коре. Почти вся вода при температурах выше 1200 °С диссоциирует на H⁺ (водород-ион) и OH⁻ (гидроксил-ион), но при понижении температуры эти ионы соединяются, образуя воду, что сопровождается высоким «положительным тепловым эффектом». Не следует также недооценивать ту тепловую энергию, которая может выделяться при предполагаемых фазовых переходах в пределах мантии. Так, например, эксперименты с оливином, принятые австралийским геохимиком Рингвудом, показали, что при давлении около 175 кбар, что соответствует глубине приблизительно 500 км, оливин приобретает более плотную структуру; при этом выделяется теплота в количестве 1226,7 Дж (≈ 293 кал) на 1 моль.

Выделение тепла вследствие распада радиоактивных элементов происходит в различных горных породах по-разному. Как видно из табл. 1, первое место среди них занимает гранит.

Таблица 1

Средние значения радиоактивного тепла, выделяемого некоторыми важнейшими магматическими породами. По Прессу и Сиверу (Press и Siever, 1974)

	Содержание радиоактивных элементов, млн ⁻¹			Количество выделяемого тепла	
	Уран	Торий	Калий	(Дж/кг)/год	(эрг/г)/год*
Гранит	4	13	4	$30 \cdot 10^{-3}$	300
Базальт	0,5	2	1,5	$5 \cdot 10^{-3}$	50
Перидотит	0,02	0,06	0,02	$0,1 \cdot 10^{-3}$	1

* 1 Дж = 10^7 эрг = 0,2388 кал, 1 Вт/м² = $2,39 \cdot 10^{-5}$ кал/(см²·с).

Как указывалось выше, «гранитный слой» является типичным элементом континентальной коры, отсутствующим в области океанов, дно которых сложено базальтами. Таким образом, из табл. 1, казалось бы, можно сделать вывод о том, что тепловой поток, дости-

гающий земной поверхности, на материках значительно больше, чем в океанических областях. Однако установлено, что это ложный вывод и что среднее значение теплового потока, достигающего земной поверхности как на материках, так и в океанах, оказалось равным $\approx 6,3 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² ($\approx 1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с)).

Объяснение этого феномена следует искать в том, что тепловой поток, достигающий земной поверхности на материках, является по своей природе сложным и складывается из «глубинной теплоты» и из теплоты, возникающей при распаде радиоактивных элементов, которыми обогащен гранитный слой, и составляющей во всех изученных случаях не более 50%. Особый интерес для рассматриваемой темы представляет то обстоятельство, что интенсивность теплового потока в отдельных провинциях существенно различна. В тех областях, которые можно рассматривать как пассивные в тектоническом отношении, в первую очередь на докембрийских щитах или платформах, наблюдается относительно низкий тепловой поток, около $4,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² ($\approx 10^{-6}$ кал/(см²·с)). Напротив, в вулканических полях и в областях новейшего, большей частью еще активного горообразования отмечаются высокие значения теплового потока — около $8,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² ($\approx 2 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с)) и более. Исходящая из мантии «глубинная теплота» составляет в таких областях около двух третей общего теплового потока.

Иное наблюдается в областях базальтового ложа океанов. Здесь также имеются локальные различия, приближающие нас к возможному разрешению поставленной проблемы. Так, наблюдавшиеся значения теплового потока составляют над океаническим вулканическим хребтом свыше $8,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² ($\approx 2 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с)), над океанической впадиной около $5,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² ($\approx 1,3 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с)) и над глубоководным желобом менее $4,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² ($\approx 10^{-6}$ кал/(см²·с)). Такие значения хорошо согласуются с представлениями о конвекционных потоках и позволяют тем самым объяснить, почему средние значения теплового потока в океанических областях, несмотря на слабое выделение радиогенного тепла базальтовым веществом, по порядку величин аналогичны тепловому потоку на матери-

ках. Согласно Прессу и Сиверу, охлаждение Земли происходит в океанической области даже быстрее (в десять раз), чем на материках. Это объясняется тем, что дно океана, представляющее в модели тектоники плит вершину конвекционной ячейки, имеет значительно более короткий срок существования по сравнению с материками и соприкосновение с охлажденной водной средой здесь больше, чем на суше.

В любом случае можно считать, что внутренняя теплота Земли независимо от ее происхождения вызывает вулканические процессы и управляет ими. Она не только поставляет энергию, необходимую для перевода вещества Земли в расплавленное состояние, но и создает различия в плотности, способные вызвать движение вещества и достигающие высшей точки в стремительном возрастании объема при внезапной разгрузке давления.

Поразительно тем не менее, что столь впечатляющее явление, как вулканизм, расходует относительно ничтожную долю общего годового расхода тепла Земли. За последние 500 млн. лет эта доля, согласно расчетам, составляла всего около 3%. Хотя это значение крайне приблизительно, его ни в коем случае нельзя распространять на всю историю Земли, поскольку в более ранние стадии ее развития вулканизм, согласно современным представлениям, играл гораздо большую роль (см. стр. 196—201).

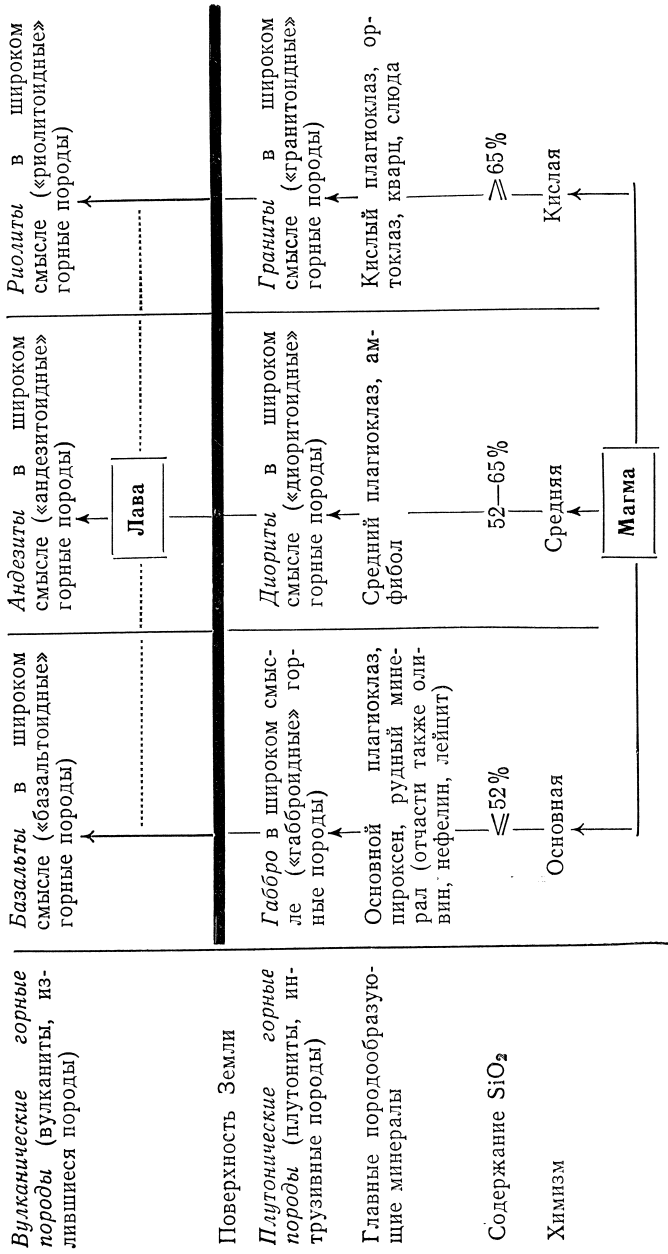
Перенос теплоты, связанный с вулканизмом, имеет сложную природу. Движение расплавов из глубины к поверхности подчиняется законам конвекции. Однако, когда раскаленные лавовые потоки изливаются на земную поверхность, главную роль временно приобретает тепловое излучение. Когда же лава, застывая, покрывается коркой, эту роль начинает выполнять теплопроводность.

Продукты вулканизма

Магма — источник продуктов вулканизма

Продукты вулканизма являются производными от магмы («магма» по-гречески «пластичная масса»). Под этим названием понимают расплав, образующийся в мантии или в пределах земной коры при определенных значениях температур и давлений, из которого при последующем охлаждении и застывании выкристаллизовываются магматические горные породы, называемые также магматитами. С химической точки зрения это силикатная масса, которая в зависимости от содержания в ней кремнекислоты может иметь основной, средний или кислый состав (см. табл. 2). Одним из ее характерных признаков является содержание растворенных газов. При застывании магматических пород в пределах земной коры возникают интрузивные, или плутонические, горные породы. Образующиеся при этом весьма разнообразные по форме и размерам геологические тела называют плутонами (стр. 92—95, а также рис. 15). Если же магма, внедряясь в ослабленные зоны земной коры (что особенно характерно для границ плит), достигает земной поверхности, ее называют «лавой»; при этом содержащиеся в ней газы, или по крайней мере их значительная часть, поступают в атмосферу. Лавы, охлаждаясь и застывая, образуют *вулканические породы*, называемые также *вулканиитами*. Хотя различия между магмой и лавой представляются очевидными, нередко бывает нелегко определить, принадлежал ли исходный расплав к магме или к лаве. Для рассматриваемой нами темы важно в конечном итоге, что как лава, так и соответственно рых-

Важнейшие группы горных пород, возникших при застывании магматических расплавов (собирательный термин — «магматиты»)



лые вулканические выбросы¹ и газы исходят из магмы.

Первоначально возникло представление о том, что вещество земных недр, расположенных глубже земной коры, полностью находится в расплавленном состоянии. Казалось, что продукты вулканизма могут служить доказательством этого. С помощью геофизических методов, в особенности сейсмических, были приведены аргументы (о них еще будет сказано в дальнейшем) в пользу того, что большая часть земных недр сохраняет твердое состояние и лишь определенные области могут рассматриваться как находящиеся в расплавленном состоянии. Если не считать внешней части ядра Земли, которая не рассматривается нами, то в неоднократно упоминавшейся астеносфере можно видеть главный источник «первичной магмы». Тем не менее доказательств существования единой, охватывающей всю Землю зоны плавления не имеется. Некоторые указания, полученные при обработке сейсмических данных, могут интерпретироваться в том смысле, что участки плавления чередуются с затвердевшими участками. Приводимая обычно глубина залегания астеносферы от 100 до 300 км рассматривается как среднее значение. Фактически в различных областях Земли астеносфера отмечается на различных глубинах, под материками она в общем глубже, чем под океанами. «Мягкие» зоны, в которых ослаблены сейсмические S-волны, выявлены и на более высоких уровнях мантии и даже в пределах земной коры.

Что же представляет собой вещество верхней мантии, которое мы рассматриваем как «первичную магму»? Выше уже указывалось, что по физическим свойствам вещество верхней мантии соответствует ультраосновной породе — *перидотиту*. Это, однако, нуждается в особом рассмотрении: имеется в виду вулканизм и его производные (расплавы), необходимо оговориться, что такое рассмотрение может быть лишь чисто теоретическим, поскольку еще ни одна буровая скважина не достигла верхней мантии. Если даже в обозримом будущем удастся углубиться в ту пограничную между земной корой и верхней мантией зону, которую именуют

¹ За исключением обломков посторонних горных пород, захваченных магмой при прорывании земной коры и вынесенных наверх.

разделом Мохоровичича, то и этим мы всего лишь «поцарапаем» мантию, а астеносфера еще в течение долгого времени не будет достигнута. Тем не менее представляется вполне достоверным, что базальтовые породы произошли путем застывания расплавов, поднявшихся из этих глубин. Здесь следует указать, что эти породы обладают крайне изменчивым химическим и минеральным составом, в зависимости от которого они могут быть подразделены на различные группы. Это, во-первых, *толеиты*, содержащие в качестве типичного компонента (помимо других минералов, свойственных базальтам) так называемые ортопироксены и являющиеся даже относительно «кислыми», в особенности кварцевые толеиты, в которых может встречаться свободный кварц, отсутствующий в более основных оливиновых толеитах. Еще меньше кремнекислоты в *щелочных базальтах*, а среди них — в щелочных оливиновых базальтах, которые наряду с пироксеном, оливином и плагиоклазом содержат небольшие количества нефелина или лейцитита, а также в очень бедных кремнекислотой базанитах с их крайними членами — нефелинитами или лейцититами.

Существование этих различных и давно известных групп базальтовых пород позволило предположить, что верхняя мантия отнюдь не так уж однородна, как иногда считают. Независимо от этого эксперименты, проведенные в последние годы над расплавами горных пород перидотитового и базальтового составов в условиях высоких давлений и температур, соответствующих тем, которые господствуют на различных глубинах, показали, что одно только изменение давления приводит к возникновению весьма разнообразных продуктов кристаллизации, после удаления которых остаются столь же разнообразные остаточные расплавы. При особенно высоких давлениях, соответствующих глубинам приблизительно от 70 до 100 км, возникали такие продукты ранней кристаллизации ультраосновного состава, как оливин, пироксен и даже гранат, в то время как остаточный расплав приобретал базальтовый характер.

Подобные эксперименты позволили сделать вывод о том, что на больших глубинах должны встречаться «остаточные породы», т. е. породы, сохранившиеся после выплавления базальтового вещества. Исходный материал, следовательно, должен был заключать в себе состав-

ные части: ультраосновные оливиновые или пироксеновые горные породы и базальт. Поскольку важными компонентами в них должны быть пироксен и оливин, это гипотетическое исходное вещество получило название *пиролит*. Базальты нередко содержат включения предполагаемых остаточных пород в форме оливиновых желваков или фрагментов пироксена.

Однако не только давление, господствующее на различных глубинах, имеет большое значение для формирования расплава определенного типа, но, как свидетельствуют эксперименты, и различное содержание воды. Например, показано, что вода смещает химическое равновесие в расплавах, из которых удалены выделившиеся первыми ортопироксены, в «основную» сторону, т. е. возникает недосыщение расплавов SiO_2 и обогащение их щелочами, в особенности натрием. Подобные эксперименты позволяют увидеть в новом свете разнообразие основных, а также, как будет показано ниже, возникновение средних и даже кислых вулканических продуктов.

Базальтовые расплавы в противоположность кислым являются, как правило, легкоподвижными и относительно спокойно изливаются из подводящих каналов. Тем не менее и для них известны эксплозивные извержения, в особенности для нефелино-базальтовых расплавов и в крайнем выражении — для палеогеновых алмазонасных кимберлитов, массивных ультраосновных брекчий, выполняющих трубки взрыва в Южной Африке. Подобные процессы могут объясняться значительным содержанием воды, создающей при перегреве или разгрузке внешнего давления огромное давление паров.

Процесс плавления базальта в верхней мантии может быть представлен следующим образом: в перидотите или пиролите при благоприятных давлении и температуре образуются небольшие капли легкоплавкого вещества, по химизму соответствующего базальтовому и несколько менее плотного и менее вязкого, чем остаточное вещество, способного легко подниматься и накапливаться. Этот процесс сам по себе может стать причиной отклонений физических свойств вещества в этой части мантии, т. е. формирования астеносферы. Эти скапливающиеся массы расплавов, готовые к дальнейшему подъему, обычно называют *астенолитами*. По-

ниженная вязкость и плотность позволяют таким расплавам на участках пересечения литосферы ослабленными зонами или разломами подниматься с образованием на различных этажах *магматических очагов*. При этом магма основного состава может в зависимости от условий ее локализации вступать в более или менее интенсивный обмен веществом с окружающей средой.

Что же касается происхождения магм среднего и кислого состава, то обмен веществом между основными расплавами и окружающей средой на пути их подъема через земную кору является лишь одной из допустимых возможностей. Проблемам происхождения подобных расплавов, особенно андезитовых, преобладающих в зонах субдукции, в последние годы также уделялось особое внимание геологами, петрологами и геохимиками, выводы которых изложены в многочисленных работах. При этом различные результаты исследований не должны, однако, рассматриваться как взаимоисключающие, поскольку механизм процесса субдукции и крайне неоднородное строение краевых областей континентов и островных дуг представляют, по-видимому, разнообразные возможности формирования андезитовых и, по крайней мере частично, риолитовых расплавов. Высказанные по этому поводу мнения могут быть сведены в следующие группы: 1) «контаминация» магм основного состава, т. е. их изменение («загрязнение») благодаря поглощению ими расплавленного вещества кислого состава; 2) расплавление континентальной земной коры; 3) дифференциация, т. е. «расслоение» основных магм; 4) выплавление из мантийных пород перидотитового состава, что уже излагалось в отношении основных магм; 5) выплавление из погружающейся в зонах субдукции базальтовой океанической литосферы. Хотя возможность проявления всех этих процессов не исключена, тем не менее возникли некоторые возражения в отношении контаминации (на основе изотопно-геохимических данных) и расплавления континентальной коры (по термодинамическим соображениям). Примечательно к тому же, что некоторые из островных дуг (в качестве примера можно назвать цепь островов Тонга — Кермадек) продолжают в виде вулканов с исключительно андезитовым составом продуктов, приуроченных к краям глубоководных желобов вблизи глубоководного (базальто-

вого!) ложа океана, где отсутствуют надежные доказательства наличия континентальной коры или сколько-нибудь крупных скоплений осадков, дифференциация же базальтовых магм, напротив, проявлена отчетливо. Под дифференциацией понимают процесс расслоения, состоящий в том, что при понижении температуры первыми из магмы выкристаллизовываются минералы с высокой плотностью, бедные кремнекислотой и придающие «продуктам ранней кристаллизации» (состоящим главным образом из рудных компонентов, оливина и пироксена) основной характер. Эти продукты, погружаясь, могут отделяться от остаточной магмы, приобретающей в ходе этого процесса все более кислый состав. Так могут сформироваться андезитовые и, как крайний случай, даже риолитовые расплавы. Одной дифференциации, однако, вряд ли достаточно для того, чтобы объяснить образование крупных масс андезитовых вулканитов и интрузивных тел в молодых складчатых сооружениях, особенно в обрамлении Тихого океана. В связи с этим была исследована возможность происхождения андезитовых расплавов из плит океанической литосферы, погружающихся в зонах субдукции. В результате экспериментов, проведенных над расплавами природных и синтетических исходных веществ основного состава при различных давлениях и температурах, в том числе с добавлением различных количеств воды, удалось доказать возможность реализации, по крайней мере в лабораторных условиях, четырех или пяти из названных выше вариантов образования основных магм. Перенесение этих результатов в природные условия связано, однако, с принятием сложных гипотетических представлений. Для расплавов кислого состава, напротив, более важную роль играла ремобилизация [т. е. повторное плавление.— *Перев.*] вещества континентальной коры.

С проблемой магмообразования и подъема магмы тесно связан вопрос о *магматических очагах* (очагах вулканизма).

В соответствии с различным геотектоническим механизмом образования рифтовых зон и зон субдукции следует считаться и с различными формами магматических очагов. Так, для слабодифференцированных высокотемпературных основных лав, изливающихся из рифтовых

или трещинных зон, пересекающих океаническое ложе, на дно или на острова среди океана, следует учитывать их относительно быстрый подъем с большой глубины. Существование промежуточных внутрикоровых очагов, питающихся за счет глубинных родоначальных очагов (астенолитов), в принципе может допускаться там, где в периоды перерывов между излияниями происходили заметные изменения родоначальной магмы.

Геологические и геофизические данные указывают, однако, на то, что многие вулканы, в особенности материковые, следует отнести к типу вулканов, «*магматические камеры*» которых расположены на небольшой глубине в пределах земной коры. В зависимости от способа и места образования магмы эти камеры, особенно у долгоживущих вулканов, могут быть связаны с более глубоко залегающим родоначальным магматическим очагом, возможно через своеобразную цепь промежуточных очагов в пределах земной коры, или же, напротив, могут образовывать отдельные очаги. В первом случае родоначальные очаги могут быть «вертикальными», т. е. представлять собой мощные клиновидные или имеющие форму пузырей интрузии в ослабленных (трещинных) зонах литосферы, причем пузыреобразная форма характерна для очагов, расположенных на участках пересечения ослабленных зон. В местах, где боковые породы ослаблены, от этих очагов могут ответвляться вдоль напластования вторичные очаги. Согласно Ритману, для образования подобных вторичных очагов или «магматических камер» вулканов особенно благоприятны поверхности контакта между кристаллическим фундаментом и перекрывающими его осадочными покровными образованиями. На этих участках скачкообразно изменяются механические свойства пород земной коры, причем вертикальные ослабленные зоны и трещины сужаются или ветвятся, затрудняя дальнейший подъем магмы. Нагрузка вышележащих пород большей частью слишком велика, чтобы освободить пространство путем их поднятия. Здесь, напротив, можно допустить погружение одной из глыб фундамента, расчлененного разломами подобно мозаике, в подстилающие образования благодаря дефициту объема, возникающему при подъеме магмы. Подводящие каналы вулканов ведут от магматических камер к поверхности

Мелкие магматические очаги, существующие в большом количестве, часто имеют менее благоприятные подводящие каналы, так что они лишь изредка могут питать долгоживущие вулканы. Очень узкие подводящие каналы могут как бы «замерзнуть», ограничивая продолжительность жизни малых очагов.

Согласно некоторым цифрам, приведенным Ритманом, можно составить определенное представление о порядке размеров магматических камер некоторых вулканов. В основе его оценок лежит допущение, впрочем едва ли надежное, что подобный очаг не получает никакого питания с глубины и что объем созданного им вулкана составляет не более одной четверти объема очага. Так, объем очага Везувия получился равным не менее 50 км^3 , что могло бы соответствовать самостоятельному очагу. Для Этны это значение составило уже 3000 км^3 , что слишком велико для отдельного очага. Следует допустить, таким образом, что магматический очаг имеет относительно небольшие размеры и получает питание через трещинные зоны глубокого заложения. Еще более невероятен оцененный таким образом объем очага вулкана Мауна-Лоа на Гавайских островах (не менее $200\,000 \text{ км}^3$). И здесь очаг, вероятно, был намного меньше и получал питание через мощную подводящую трещину непосредственно из верхней мантии.

Представление о вертикально залегающих клиновидных родоначальных очагах основано на хорошо известных примерах выполнений трещин мощными телами интрузивных пород древнего возраста, выходящих на поверхность Земли вследствие денудации располагавшейся над ними кровли. Наиболее ярким примером является докембрийская Великая Дайка (дайка-жила) в Зимбабве (Great Dyke), прорывающая в этой части Южной Африки гранитогнейсы и кристаллические сланцы фундамента на протяжении 540 км при ширине $5\text{—}8 \text{ км}$. Это мощное трещинное тело основного и ультраосновного состава сложено норитом (габброидная порода), пироксенитом и гарцбургитом (перидотит). О клиновидном расширении этого тела на глубине свидетельствует отмечаемая над ним аномалия силы тяжести большой интенсивности — до $96,7 \text{ мгал}$ ($\approx 0,1 \text{ см/с}^2$), которая не может быть объяснена только шириной его выхода. По мнению Кренкеля, Великая Дайка «есть, ве-

роятно, «бездонная», единственная в своем роде интрузия ультраосновных пород, а не жила, исходящая от магматического очага».

Вулканические газы — фактор, вызывающий вулканические извержения

Вулканические продукты — газы, лавы и рыхлый материал — могут не только указывать на свойства тех глубинных зон, из которых они произошли, но и определять своим химическим составом, и в особенности газовой составляющей, «стиль извержения» вулкана и в связи с ним — разнообразие форм вулканических построек.

Если среди продуктов вулканизма на первое место ставят вулканические газы, то это не только потому, что они в огромных количествах высвобождаются при извержениях и поднимаются на несколько километров вверх в атмосферу в виде гигантских облаков, нередко напоминающих своей формой итальянскую сосну — пинию, захватывая с собой обломки застывшей лавы и тонкую пыль горных пород, неточно именуемую пеплом, или являясь движущей силой опустошительных палящих туч, но и потому, что они, вообще говоря, должны рассматриваться в качестве причины, приводящей в движение сам механизм извержения.

Вулканические газы выделяются не только во время фаз извержений, но также и в периоды «покоя» между извержениями и даже в течение длительного времени «затухания» активного прежде вулкана, как из кратера, так и через многочисленные трещины, отверстия и расселины, пересекающие вулканическую постройку и ее окрестности. Они выходят из отверстий спокойно, но иногда и под значительным давлением — с шипением или свистом; их температура может достигать или даже превышать 1000 °С. Подобные выходы газов и паров именуется общим собирательным термином «фумаролы» (см. стр. 180—182).

Если прежде существовали различные мнения о причинах вулканических явлений, то в настоящее время нет никаких сомнений в том, что газы, заключенные в магме, являются по крайней мере их движущей силой.

Магматический расплав вместе с растворенной в нем газовой составляющей под большим давлением вышележащей земной коры находится в устойчивом состоянии. Однако если давление уменьшается, например при разрыве пород и проникновении зияющей трещины к поверхности, то газы, растворенные в магме под высоким давлением, начинают переходить в нормальное газообразное состояние, что сопровождается значительным увеличением их объема. Вспомним для сравнения, что переход перегретой воды в состояние газа или пара сопровождается примерно тысячекратным увеличением объема, и если это происходит в сосуде, то может послужить причиной сильного взрыва. Это относится и к газам, заключенным в магме. При разгрузке давления в условиях внезапного возрастания объема они вызывают вспенивание магматического расплава и поднимаются кверху, захватывая его с собой. Постоянное уменьшение давления при подъеме усиливает этот процесс подобно цепной реакции. В зависимости от того, легко ли протекает дегазация магмы (как это происходит в основных расплавах), или же газы могут улетучиваться лишь с трудом (как в более вязких расплавах среднего и кислого состава), с силой увлекая расплав за собой, и вулканизм в итоге может характеризоваться более или менее быстрыми, но относительно спокойно изливающимися лавовыми потоками или же тенденцией к эксплозивной деятельности, которая может усиливаться вплоть до опустошительных катастроф.

Английские геологи Добини (1827) и Лайель (1875) высказали предположение, что вулканические извержения вызываются главным образом водяным паром; при этом допускалось, что вследствие скопления вулканов по краям материков и на островах, окружающих Тихий океан, источником воды в магме являлась морская вода. С другой стороны, уже в то время отмечалось, что многие вулканы расположены так далеко от побережий, что вряд ли следует принимать в расчет такую возможность, и предполагалось участие в процессах вулканизма метеорных, т. е. происходящих из атмосферных осадков, вод.

Мы знаем сегодня, что содержание водяного пара в вулканических газах не может быть объяснено столь простым образом. Вода, по крайней мере частично, яв-

ляется существенной частью внедрившегося из глубины магматического расплава, входя преимущественно в состав других химических соединений, пока не перейдет при температурах ниже 1200°C и разгрузке давления собственно в H_2O . Такую воду, впервые вступающую в земной круговорот воды, называют «ювенильной» (от латинского *juvenilis* — юный). Однако значительная часть воды, поступающей с вулканическими газами в виде водяного пара, является «чуждой магме» и проникла в подводящие каналы из подземных вод, циркулирующих в многочисленных порах и трещинах вулканических пород. Воду такого типа, уже принимавшую участие в круговороте воды в Земле, мы называем «вадозной» (от латинского *vadosus* — неглубокий).

Поскольку в составе вулканических газов помимо водяного пара значительную роль играет также ряд других газообразных веществ, позволяющих судить о химизме еще не дегазированной глубинной магмы, о процессах, протекающих в магматическом очаге, и о механизме извержения, а в отдельных случаях и прогнозировать извержения, внимание вулканологов уже с давних пор направлено на изучение состава вулканических газов. Понятно, однако, и то, что эти исследования сталкиваются со значительными трудностями — отчасти вследствие чрезвычайно высоких температур в вулканических кратерах и ядовитости газовых выделений, а отчасти и вследствие возможного загрязнения проб газов вадозными водами и атмосферным воздухом.

Первые успешные попытки такого рода предприняли в 1912 г. американские вулканологи Дэй и Шепард в кратере вулкана Килауэа на Гавайских островах, в котором еще находилось кипящее лавовое озеро, исчезнувшее после извержения 1924 г. Исследователям, снабженным газовыми масками и защитной одеждой, удалось спуститься к лавовому озеру и приблизиться к нему настолько, чтобы ввести трубки в крупные газовые пузыри над активными выходами газов; позднее уловленные газы были проанализированы. Побочным результатом явилось интересное наблюдение, состоящее в том, что на поверхности лавового озера атмосферный воздух реагирует с выделяющимися газами, при этом кислород, соединяясь, например, с водородом, образует воду, с серой — двуокись серы, с окисью углерода —

двуокись углерода и т. д.; эти реакции газов с воздухом и друг с другом, протекающие экзотермически, представляют столь действенный источник теплоты, что лава на поверхности озера достигает более высокой температуры, чем на некоторой глубине. В последующие годы анализы Дэя и Шепарда были повторены и в основном подтверждены вулканологом Джаггаром, основавшим в то время Гавайскую вулканологическую обсерваторию. Средние содержания составили: 71% водяного пара, 13% двуокиси углерода, 5% азота, 9% двуокиси серы, 2% трехокиси серы, 0,1% газообразной серы, 0,4% окиси углерода, 0,3% водорода, 0,05% хлора и 0,2% аргона.

Результаты этих анализов не следует, однако, обобщать. По существу, они могут иметь значение лишь для вулкана Килауэа, и даже для него весьма относительное. Состав вулканических газов от одной вулканической области к другой, как правило, значительно меняется и даже для одного и того же вулкана может сильно колебаться в течение небольших промежутков времени.

На этот факт недавно обратили внимание бельгийский вулканолог Тазиев и его сотрудники, занимавшиеся проблемой отбора и анализа газов на вулканах и дальнейшим развитием техники этих исследований. Свой первый опыт они приобрели в 1963 г. в кратере Стромболи на Липарских островах. Смелым вулканологам, одетым в защитные костюмы из алюминиевой фольги, отражающей до 90% тепловых лучей, в защитные шлемы из стекловолокна и газовые маски, оснащенным защитными асбестовыми пластинами, удалось приблизиться к раскаленной лаве и отобрать пробы газов не только в отдельных случаях, но и в целой серии опытов. Для одной из таких серий наблюдений, в ходе которой через каждые две минуты измерялось содержание выделяющихся паров воды и двуокиси углерода, были установлены весьма значительные колебания этих значений, при этом гораздо большие, чем ожидалось. Из диаграммы на рис. 5 видно, что для выделяемого водяного пара установлены кратковременные вариации содержаний от 0 до 50% и для двуокиси углерода — от 0 до 35%. Исследования такого рода, многократно повторенные

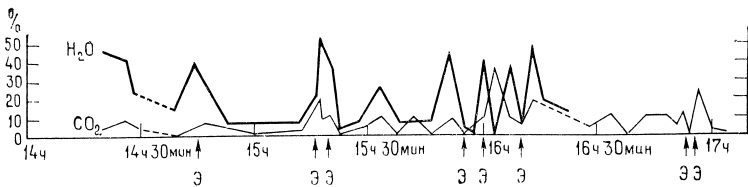


Рис. 5. Непрерывные анализы газов, проведенные Тазиевым и Эльскенсом в кратере Стромболи (1963 г.), показали резкие колебания в их составе. Диаграмма иллюстрирует изменения относительных содержаний водяного пара и двуокиси углерода (по Тазиеву). Э — эксплозия.

впоследствии на Этне и других вулканах, подтвердили существование вариаций состава вулканических выделений.

Эти открытия позволили Тазиеву и его сотрудникам сделать вывод о том, что вряд ли можно получить представление о механизме вулканических явлений, если делать анализы газов хотя и с наивысшей точностью, но статически, т. е. по единичным пробам, выводя затем представительные для отдельных вулканов значения или вычисляя «средние составы»; необходимо проводить исследования динамически, т. е. в течение длительного времени отмечать вариации состава газовых выделений, их температуру и давление. Эти исследования также показали, что широко распространенное представление о том, что водяной пар составляет подавляющую часть вулканических газов, ошибочно. Среди последних следует различать две категории: с одной стороны, эксгаляции фумарол, а также газы горячих источников и подземных вод, а с другой — эруптивные газы, выделяющиеся с поверхности внедрившейся магмы при высоких температурах (свыше 900°C) и сравнительно высоком давлении. Из-за указанных выше затруднений, сопровождающих отбор газов из лавы, очень большое число анализов, произведенных в прошлом, относилось фактически к фумарольным газам. Последние, однако, «разбавлены» вадозными водами, переходящими в пар, и воздухом, присутствующими в породах с высокой пористостью. Именно, согласно Тазиеву, поэтому в большинстве анализов того времени 99% и более

составляют водяной пар, азот и кислород. Почти во всех анализах газов, отобранных непосредственно из магмы, содержания паров воды составляли менее 50%, а в газовой фазе существенное значение приобретала двуокись углерода.

Вулканические газы содержат также (как можно было видеть отчасти на примере анализов из лавы Ки-лауэа) хлористый водород HCl, фтористый водород HF, двуокись серы SO₂, трехокись серы SO₃, сероводород H₂S, газообразную серу S, окись углерода CO, водород H₂, азот N₂, отчасти метан CH₄, аммиак NH₃ и борную кислоту H₃BO₃, а также сопутствующие им хлориды щелочных металлов и железа и следы других элементов или соединений. Именно эти газы, хотя они и присутствуют в незначительных количествах по сравнению с водой и двуокисью углерода, приобретают особое значение для объяснения механизма извержений. В местах выходов они нередко вступают в реакцию с лавой или осаждают принесенные с собой вещества, образуя корки ярко окрашенных возгонов (см. стр. 181).

Японский вулканолог Ивасаки, анализируя вулканические газы в различных интервалах температур, смог показать, что состав и количественные соотношения главных компонентов изменяются также в зависимости от температуры. Согласно одной из составленных им таблиц (см. табл. 3), получается следующая группировка.

Таблица 3

Изменение состава вулканических газов в зависимости от их температуры на выходах (по Ивасаки др.)

Группа	Интервал температур, °C	Химический состав (без учета водяного пара)
I	1200—800	HCl, SO ₂ , CO ₂ , H ₂ »H ₂ S, N ₂
IIa IIб	800—100	HCl, SO ₂ , H ₂ S, CO ₂ »N ₂ , H ₂ SO ₂ , H ₂ S, CO ₂ »N ₂ >HCl, H ₂
III	100—60	H ₂ S, CO ₂ >N ₂ >SO ₂ »H ₂
IV	<60	CO ₂ >N ₂ >H ₂ S

При высоких температурах (группа I) происходит интенсивное выделение летучих компонентов, являющихся, несомненно, магматическими эманациями. При понижении температуры (группа II) содержания HCl , SO_2 и H_2 постепенно уменьшаются. Здесь, возможно, начинается «разбавление» газов атмосферным воздухом и вадозными водами. При падении температуры ниже 100°C (группа III) вода переходит в жидкое состояние, захватывая такие легкорастворимые вещества, как HCl и SO_2 ; при этом возникают кислоты, реагирующие затем с другими веществами с образованием хлоридов, сульфатов и т. д. Из главных компонентов газов последние сохраняются CO_2 , N_2 и H_2S .

Хотя вулканические газы не только служат движущей силой извержений, но и по своему объему намного превышают объем лав и рыхлых продуктов, понять их истинное значение нелегко. Если объем лавовых потоков и рыхлых продуктов может быть приближенно рассчитан исходя из их наличия, то для газов это невозможно, поскольку они улетучиваются в атмосферу. Количество выделившихся газов можно оценить лишь косвенным образом и, разумеется, со значительными ошибками

Лавы

Как только магма, поднимаясь из глубины, достигает земной поверхности и изливается из вулканического отверстия любого облика, ее называют, как уже говорилось, лавой. Лава по сравнению с магмой обеднена газовой составляющей, высвобождающейся при извержении.

Термин «лава» заимствован из итальянского языка и восходит к латинскому глаголу *lavare* — мыть, стирать. В Италии лавой первоначально называли поток, состоящий из воды, грязи и т. п. Говорят, например, о «водяной лаве» или «грязевой лаве», а иногда используют этот термин даже в отношении потока спешащих людей. Впервые использованный на неаполитанском диалекте для лавы Везувия, он получил наконец выход в мировую литературу. Изменение содержания этого по-

нятия повлекло за собой некоторые заблуждения. Например, «лава», под которой во время катастрофического извержения Везувия в 79 г. был погребен город Геркуланум, оказалась в действительности грязевым потоком.

Лавы с различным содержанием SiO_2 — основные, средние и кислые — обладают весьма различными свойствами. Наиболее распространенным типом являются основные (базальтовые) лавы, поступающие из верхней мантии Земли в рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, а также в трещинные зоны глубоководных впадин и слагающие дно океанов. Они занимают, по крайней мере в этих позициях, свыше двух третей поверхности, но встречаются и на материках в тех местах, где последние, как, например, в грабенах Восточной Африки, рассечены рифтовыми зонами или глубинными разломами. Обширные площади материков были также залиты базальтовыми лавами при раскалывании некогда единого гигантского материка Пангеи. Площадь распространения этих горных пород, называемых платобазальтами, покровными базальтами или траппами, оценивается более чем в 3 млн. км² (см. стр 229—234).

Базальтовые лавы имеют преимущественно темную окраску — серую, темно-серую до черной. Они отличаются низким содержанием кремнекислоты, составляющим, как свидетельствует табл. 2, менее 52%, относительно высокой концентрацией окислов магния, железа и кальция и небольшим содержанием окислов щелочных металлов. Впрочем, химические особенности базальтовых лав колеблются в довольно широких пределах, и название горной породы «базальт» должно использоваться здесь, как было показано в примечании к стр. 25, в качестве собирательного названия молодых излившихся пород основного состава. Базальтовые лавы обладают, кроме того, очень низкой вязкостью, т. е. являются преимущественно легкоподвижными, вследствие низкого содержания кремнекислоты и обычно высоких температур на выходах. Они по этой причине легко отдают содержащиеся в них газы и способны за короткое время распространяться на большие расстояния в виде потоков, скорость перемещения которых зависит также от крутизны склонов вулканических построек или от рельефа в окрестностях подводящего ка-

нала. Наибольшие скорости были отмечены, например, для вулкана Килауэа на Гавайских островах, где лава стекала по склону крутизной свыше 30° со скоростью 900 м/мин. Это, однако, исключения. При извержении вулкана Билюкай на Камчатке (побочного кратера вулкана Ключевская сопка) в 1938 г. скорость лавы составляла на расстоянии 10 м от кратера 30 м/мин, 50 м — лишь 10 м/мин, 100 м — 6 м/мин и 1000 м — лишь 0,6 м/мин. В районах со слабо расчлененным рельефом базальтовые лавы нередко образуют покровы, что особенно характерно для Исландии. Хотя базальтовый вулканизм также может начинаться или сопровождаться эксплозивными извержениями, например при закупорке подводящих каналов, при доступе в них воды или при извержении под неглубоким водным покровом, в целом для него эксплозивная деятельность не типична. Излияние лав основного состава протекает относительно спокойно.

Не следует, однако, забывать, что результаты наблюдений над поведением базальтовых лав получены на материках или океанических островах, где лавы изливались и застывали в «субаэральных» условиях (т. е. «на воздухе»). Классическими учебными полигонами для этого служат с давних пор Гавайские острова и Исландия. Тем не менее данные последнего десятилетия, изложенные вначале, показали, что речь идет при этом о частных случаях, ибо главная масса лав основного состава изливается в «субмаринных» условиях, т. е. на морском дне. Их излияния происходят преимущественно под мощным водным покровом и, следовательно, в совершенно иных условиях, чем в атмосферной среде. Этим обусловлено, в частности, образование определенных форм при застывании лав, происхождение которых все еще остается дискуссионным. Например, в случае, когда основные лавы поступают в срединно-океаническую рифтовую зону и изливаются по наклонной плоскости под покровом воды, лавовый поток под воздействием более холодной среды очень скоро покрывается затвердевшей коркой, под которой продолжается течение раскаленной лавы, вначале лишь придающее еще пластичной корке волнистость, но впоследствии «сбивающее» ее наподобие валиков. От лобовой части лавового потока постоянно отделяются лавовые шары,

поддерживаемые действующей в воде подъемной силой. Шарообразный облик их обусловлен всесторонним давлением лавы, остающейся в центральных частях потока огненно-жидкой, на затвердевающую корку; затем лавовые шары откатываются и остаются где-либо лежать. При массовом накоплении таких лавовых шаров они сдавливаются и деформируются, приобретая в итоге форму караваев или подушек; подобные образования называют также *подушечными лавами*, что соответствует английскому выражению *pillow lava* (см. рис. 48). Если по горизонтальному или слабо наклонному морскому дну распространяется базальтовый лавовый поток, то он может застывать соответствующим образом. В короткое время под воздействием холодной океанской воды образуется быстро утолщающаяся корка, которая вследствие контракции покрывается полигональной системой трещин; возникающая при этом структура поверхности напоминает торцовую мостовую. Трещины по мере охлаждения углубляются, так что в подводно-морских лавах образуются в итоге многогранные столбы, подобные тем, которые встречаются у материковых базальтов, но более короткие. В этих случаях говорят о «*столбчатых базальтах*».

На суше встречаются также подушечные лавы и столбчатые базальты более древних геологических систем, указывающие на то, что их образование происходило в подводно-морской обстановке. В Центральной Европе подушечные текстуры характерны главным образом для диабазов и базальтоподобных эффузивных пород, образовавшихся преимущественно в девоне (см. стр. 228—229). Однако подобные текстуры лав могут быть хорошо изучены и там, где молодые морские вулканические зоны вследствие поднятий земной коры оказались выше уровня моря, как это имеет место, например, во впадине Афар в Эфиопии. Тазиев нашел там подушечные лавы, образовавшиеся по геологическому летосчислению недавно. Часть подушек по периферии небольшого вулканического конуса (горнитоса) даже содержала внутри пустоты; это означает, что находившаяся в них первоначально расплавленная лава должна была вытечь уже после застывания внешней оболочки. В этой же области Тазиев встретил обширные площади, занятые столбчатыми базальтами.

Если подводные извержения происходят на небольших глубинах, составляющих всего несколько сотен метров, то при достаточно большом объеме лавовых накоплений последние могут оказаться над уровнем моря, как это произошло, например, при возникновении островов Суртсэй (1963—1965) у южного побережья Исландии или Илха-Нова (1958) вблизи острова Фаял (Азорские острова). Поскольку в подобных случаях кратер или подводная трещина бывают изолированы от доступа морской воды, способ поступления лавы и текстуры, образующиеся при ее застывании, совершенно не отличаются от таковых в материковых вулканах. С другой стороны, и в процессе вулканизма, происходящего на суше, если в нем в каком-либо виде участвует вода, могут встречаться такие же текстуры лав, как и при застывании в морской среде. Это может происходить, например, при извержениях в кратерах или кальдерах, заполненных водой или же под ледниками, что часто встречается в Исландии.

Совершенно по-иному происходят извержения *лав кислого и среднего состава*. Кислые лавы, содержание кремнекислоты в которых превышает 65%, характеризуются по сравнению с основными относительно высоким содержанием окислов щелочных металлов (калия и натрия) и гораздо меньшим — магния, кальция и железа. Благодаря своей высокой вязкости они текут крайне медленно и с большим трудом отдают содержащиеся в них газы. Вследствие этого при подъеме расплава газы в своем стремлении расширяться испытывают большей частью значительные препятствия, что приводит в итоге к огромному избыточному давлению. В соответствии с этим кислый вулканизм имеет, как правило, взрывчатый характер. Так, почти все крупнейшие катастрофические извержения в историческую эпоху были связаны с вулканизмом кислого или среднего состава.

Лавы среднего состава имеют гораздо большее значение, чем кислые. При содержании кремнекислоты между 52 и 65% они занимают соответственно промежуточное положение между основными и кислыми вулканидами. Именно поэтому объяснение их происхождения является особенно трудным. Разнообразные способы возникновения андезитовых расплавов, изложенные

на стр. 44, могут осуществляться в тех областях, где андезиты слагают большие массивы, а именно на тех краях материков или прилегающих к ним островных дугах, где океаническая литосфера погружается (в зонах субдукции). Там в сталкивающихся лобовых частях материков возникают сильные напряжения, образуются складчатые горные сооружения и глубоко проникающие разрывы. Это относится в первую очередь к обрамлению Тихого океана; отсюда становится понятным и само название «андезит» для продуктов кристаллизации подобных расплавов, производное от Анд Южной Америки, где был впервые выявлен их средний состав. Вязкость андезитовых расплавов, как и кислых, относительно высока, и андезитовый вулканизм, как указывалось выше, обладает отчетливо выраженной эксплозивностью.

Лавы основного состава характеризуются высокими температурами на выходах из вулканических каналов. Измеренные температуры составляют большей частью около 1100°C , в исключительных случаях, как, например, у лав Килауэа на Гавайях, — даже 1200°C . Правда, в последнем случае следует принять во внимание, что благодаря окислению выделяющихся газов атмосферным кислородом температура может возрасти примерно на 100 K^1 по сравнению с температурой на глубине 5—6 м (см. стр. 51). Основные лавы еще сохраняют способность к течению при охлаждении до температур $700\text{—}600^{\circ}\text{C}$. Так, например, базальтовая лава вулкана Билюкай при его извержении в 1938 г. оставалась еще пластичной при температуре 690°C . Напротив, температура более газонасыщенных средних и кислых лав ниже на $200\text{—}300\text{ K}$, причем при охлаждении на 50 K их вязкость возрастает почти десятикратно. Например, измеренная температура андезитовой лавы вулкана Санторин непосредственно вблизи кратера составляла 975°C ; на небольшом удалении от него при температуре 840°C лава была еще жидкой, однако уже при 756°C движение лавы прекратилось, и она застыла.

Температуру излившейся и остывающей лавы можно определить по ее окраске, которой соответствуют — как

¹ Для характеристики перепадов температур автор использует шкалу Кельвина. — *Прим. перев.*

и для расплавов вообще — следующие значения температур:

Начало красного свечения	≈ 540 °C
Темно-красное свечение	≈ 650 °C
Светло-красное свечение	≈ 870 °C
Желтоватое свечение	≈ 1 100 °C
Начало белого свечения	≈ 1 260 °C
Белое свечение	≈ 1 480 °C

Температуры лав могут быть измерены на основе этих цветовых оттенков относительно простым прибором — пирометром, сконструированным наподобие подзорной трубы. Он содержит нить, накал которой может быть доведен с помощью батареи до такой степени, что окраска ее будет соответствовать окраске наблюдаемой лавы, после чего температура может быть определена по шкале.

Особенно впечатляющим зрелищем является извержение очень горячей лавы основного состава, когда она, переливаясь через край кратера вулкана, стекает в сопровождении раскаленных градин — часто с поразительно высокой скоростью — сверкающими желтыми потоками, переходящими вниз по склону вулкана в светящиеся извилистые полосы пурпурного цвета, покрытые оранжевыми пятнами. Постепенно на лавовом потоке формируется все более темнеющая корка, под которой продолжает течь лава желтого свечения, взламывающая постоянно растрескивающуюся корку и просвечивающая через трещины. Леса, которые оказываются на пути раскаленного потока, с приближением горячей лавы засыхают и в конце концов сгорают. Более крупные древесные стволы, обугленные у своего основания продвигающимся раскаленным потоком, обрушиваются на поверхность лавы и уносятся вместе с ней. Лавовая корка по мере охлаждения все более и более утолщается, пока способность лавы к течению окончательно не иссякнет.

Уже при толщине корки от 10 до 20 см на нее можно становиться, даже если лава под ней все еще накалена докрасна, так как образовавшаяся корка горной породы обладает очень низкой теплопроводностью и должно пройти значительное время, чтобы лавовый

поток можно было бы считать полностью остывшим. Приведем лишь один пример. Сообщалось, что лава, излившаяся из вулкана Хорульо, возникшего в 1759 г. в Мексике, спустя 20 лет была еще так горяча, что в ее трещинах можно было зажигать папиросы, а через 44 года из нее еще поднимался пар. Даже спустя 87 лет были отмечены два выхода пара. Подобные наблюдения позволяют понять, почему «субвулканические» интрузии магмы, внедрившиеся в земную кору много тысяч или даже миллионов лет назад, еще и сегодня выделяют так много тепла, что оно в состоянии нагревать попадающую на глубину поверхностную воду, которая затем вновь выходит на земную поверхность в виде горячего источника или служит причиной деятельности гейзеров (см. стр. 183—189).

Остывшие лавовые потоки часто пористы благодаря наличию в них полостей — бывших газовых пузырей, газ из которых со временем улетучился.

Особенности поверхностей лав позволяют различать среди них два типа, которым даны гавайские названия. Первый из них — тип «пахоэхохэ» (Paohoehe-Тур), называемый также канатной лавой (Stricklava, Seillava). Этот тип развивается прежде всего, хотя и не исключительно, на поверхностях основных лав в результате того, что текущая лава покрывается коркой, которая при дальнейшем перемещении волнообразно сморщивается и наконец сбивается до такой степени, что становится подобной ковру из канатов, уложенных рядом или поверх друг друга, который сохраняет свой рисунок и после застывания (рис. 6). В легкоподвижных основных лавах, под застывшей поверхностью которых продолжает течь расплавленная лава, нередко возникают туннели или коридоры, в кровле которых капающая лава образует сталактитоподобные «сосульки» или иные причудливые формы. Другой тип представляет «аа-лава». Он образуется на медленно текущих лавовых потоках с более толстой коркой, которая разбивается на исключительно шершавые, зубчатые блоки с острыми краями. У некоторых из лавовых потоков наблюдаются переходы от лавы типа «пахоэхохэ» вблизи вулканического центра к типу «аа» на некотором удалении от него вследствие нарастающего замедления лавового потока. Угловатые глыбы могут достигать в поперечнике деци-



Рис. 6. Волнистая, или канатная, лава (тип «пахоэхое») на Везувии.

метров, как, например, на Этне; они могут, однако, достигать и размеров дома, что наблюдается, в частности, на вулкане Гекла в Исландии. Аа-лава причудливой формы почти непроходима, при этом не только потому, что лучшая обувь в самое короткое время оказывается изрезанной, но и потому, что глыбы нередко образуют столь рыхлые и неустойчивые скопления, что любая попытка наступить на них сопряжена с большой опасностью. Рыхлое нагромождение глыб, медленно продвигающееся впереди потока аа-лавы, может распадаться, обваливаться по сторонам и перед фронтом лавового потока, а затем переваливаться, дребезжа и громяхая, впереди лавового потока. Пустоты от газовых пузырей или поры — в соответствии с различной скоростью застывания и отделения газов у обоих типов — обладают в лаве пахоэхое сферической, а в аа-лаве — в общем неправильной формой. Благодаря течению лавы они могут вытягиваться в длину.

Структура лав, превратившихся при застывании в горные породы, большей частью «офитовая» или же «порфировая», нередко различима даже невооружен-

ным глазом и устанавливаемая при микроскопическом изучении. Первая из них типична для застывших базальтовых лав, у которых кальций-натриевые полевые шпаты (лабрадор), выкристаллизованные из расплава и образующие кристаллы правильной формы, располагаются в очень тонкозернистом агрегате пироксена, отчасти также оливина и частиц железорудного минерала. Включения более крупных зерен оливина рассматриваются как производные мантийного вещества и как признаки происхождения из магмы, образовавшейся на больших глубинах. Порфировая структура, напротив, типична для лав среднего и кислого состава. В них выделяются более или менее хорошо образованные кристаллы минералов, так называемые вкрапленники, погруженные в «основную массу», отдельные составные части которой большей частью не различаются даже под микроскопом. Главными компонентами лав среднего состава (андезитов) являются средние кальций-натриевые полевые шпаты (андезин) и роговые обманки, для кислых лав (риолитов) — кислые кальций-натриевые полевые шпаты (олигоклаз), калиевые полевые шпаты (ортоклаз), кварц и слюды. Первые вкрапленники минералов начинают кристаллизоваться, как правило, еще в магматическом очаге. При подъеме расплавов они захватываются ими, а затем остаточный расплав, застывая, образует основную массу.

Если же вязкость кислого расплава слишком высока для того, чтобы допустить в процессе охлаждения кристаллизацию отдельных минералов, то в итоге образуется однородное, большей частью черное вулканическое стекло, называемое *обсидианом*. Подобно искусственному стеклу, он раскалывается при ударе на осколки с очень острыми краями, служившие многим первобытным народам для изготовления наконечников стрел и копий, поскольку потоки обсидианов встречаются во многих вулканических областях Земли. Наиболее известным местонахождением обсидианов является, пожалуй, остров Липари, к северу от Сицилии. Примечательно, однако, что в некоторых из обсидиановых потоков наблюдаются явления раскристаллизации стекла, приводящие при постепенном образовании кристаллов минералов в первоначально однородном стекле к возникновению порфировой структуры.

Рыхлые вулканические продукты

К числу наиболее впечатляющих вулканических явлений, имеющих часто разрушительные последствия, принадлежит — помимо выделения облаков газов и паров и истечения раскаленных лавовых потоков — выброс рыхлого материала в форме вулканических бомб, лапиллей и так называемого пепла. Для подобных вулканических продуктов нередко используют также термин «тефра» (см. стр. 11). При этом речь идет преимущественно о разбрызганной при эксплозиях лаве, но отчасти также и об обломках горных пород, сорванных при вулканических извержениях со стенок подводящих каналов. Нередко случается, что «первичное извержение» способно принимать столь катастрофические размеры, что взрывами целиком сносятся вершинные или боковые участки вулканических гор или даже сами горы, причем в последнем случае остаются гигантские котловины, называемые кальдерами, поперечник которых может достигать даже нескольких десятков километров (см. стр. 86—91).

Выброс кусков раскаленной лавы, особенно ночью представляет собой грандиозный спектакль, когда серией взрывов, следующих один за другим, из кратера выбрасываются вверх, часто на высоту сотен метров, мириады раскаленных обломков, которые, оставляя за собой светящиеся параболические следы, падают на склоны горы, где после нескольких каскадообразных прыжков остаются наконец лежать, покрываясь темной коркой. Выброшенные куски могут иметь самые различные размеры — от гигантских глыб до тончайших пылевых частиц столь ничтожного веса, что они могут в течение длительного времени удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии и распространяться по всей Земле.

Поскольку источником выброшенного материала служит разбрызганная лава, в литературе для него используют также термин «пирокластика» (от греческого «пир» — огонь и «класис» — разбивать). Застывшие в полете обрывки горячей лавы, большей частью падающие на склон вулкана в виде шероховатых, переполненных газовыми пузырьками обломков, обычно называют *шлаками*. Если они падают еще в пластичном состоя-

нии, то, прижимаясь к почве, свариваются друг с другом, образуя так называемые сварные шлаки. Вулканическими *бомбами* называют преимущественно обрывки лавы, выброшенные в раскаленном состоянии высоко в воздух, округленные в полете до сферической или веретенообразной формы и покрытые более или менее твердой застывшей коркой. Падая на склон вулкана еще в пластичном состоянии, они могут расплющиваться или деформироваться иным образом. Если, после того как бомба стала покрываться коркой, в ней еще остаются газы, стремящиеся расширяться, то корка может растрескиваться подобно караваю хлеба, в связи с чем такие образования называют бомбами с поверхностью типа хлебной корки. По величине вулканические бомбы могут быть от размера яблока до многотонных глыб. Термин «бомбы» используется также для обломков посторонних горных пород, захваченных при эксплозивных извержениях.

Небольшие кусочки лавы или обломки посторонних пород размером несколько сантиметров называют обычно — по выражению рабочих итальянских каменоломен — «лапилли» (камешки), а тончайшие частицы лавы, рассеянные в результате быстрого расширения газов, — *вулканическим пеплом* или *вулканической пылью*. Термин «пепел», применяемый обычно для частиц лавы, может ввести в заблуждение, поскольку речь идет об обломках вулканического стекла или кристаллов, а отнюдь не об остатках от сгорания. Пепловые отложения часто обнаруживают в вертикальном срезе четко выраженную слоистость, подчеркнутую частой сменой окраски отдельных прослоев. Там, где в пепел падали более или менее крупные бомбы, наблюдаются, как правило, изгибы слоев.

Некоторые из эксплозивных вулканических извержений принадлежат к числу крупных стихийных бедствий, вторгающихся в жизнь людей. Среди них за последнее время можно назвать извержение вулкана Агунг на острове Бали (одном из Зондских островов), происшедшее в 1963 г. После ста с лишним лет покоя этот вулкан за время двух сильных эксплозивных извержений выбросил помимо бомб и лапиллей такие массы пепла и пыли, которые погребли 5 селений и опустошили пятую часть всего острова. Вулканическая пыль подня-

лась до стратосферы и широко распространилась в ней, вызвав фиолетовую окраску неба. В историческую эпоху случались, однако, и гораздо более крупные катастрофы такого рода, к которым мы еще вернемся в другом месте (см. стр. 275—283). Эксплозивные извержения могут оказывать особенно опустошительные воздействия в случаях испускания раскаленного газового облака, называемого «палящей тучей» (*Glutwolke* — перевод французского выражения *nuée ardente*), состоящей из горячих частиц пепла и пыли. Такие палящие тучи могут распространяться очень быстро, уничтожая все, что попадает на их пути. Одно из самых катастрофических извержений такого рода произошло в 1902 г. на острове Мартиника, одном из небольших островов Антильской группы, когда выброшенная из вулкана Мон-Пеле палящая туча с бешеной скоростью скатилась вниз по склону горы и пронеслась через город Сен-Пьер, уничтожив вместе с ним и 30 000 его жителей (см. стр. 127—134).

О палящих тучах подобного рода, вызывающих значительные разрушения на большом расстоянии от центра извержения, распространяющих рыхлые продукты, в особенности вулканические пеплы, иногда в форме настоящих пепловых потоков, словно сбрывающих вертикально стоящие объекты, сжигающих леса и еще на гораздо большем удалении сдирающих кору с обращенной к вулкану стороны деревьев, чаще всего сообщается в связи с вулканами, извергающими продукты среднего и кислого состава. При извержении вулкана Майон на Филиппинах в 1968 г. происходили выбросы большого числа палящих туч, поведение которых наблюдалось и фотографировалось учеными. После предварительного подземного гула следовали эксплозии, во время которых пепел и глыбы горных пород выбрасывались вверх до 600 м, а вулканические тучи поднимались до высоты 10 км. Палящие тучи языкообразной формы перекачивались через край кратера и с огромной скоростью устремлялись вниз по склону горы. Хотя катастрофы, достигающие размеров той, которая привела к крушению Сен-Пьера, при таких извержениях, к счастью, редки, довольно значительные человеческие жертвы и материальный ущерб отмечаются все же часто. Решающим фактором является при этом не столько

масштаб извержения, сколько в первую очередь плотность населения в соответствующей области.

К пирокластическому материалу относят также *пемзу*. Она образуется из кислых лав, содержащих так много газов, что еще при подъеме в пределах подводящего канала магма сильно вспенивается и вследствие быстрого охлаждения оказывается состоящей в основном из газовых пузырей, разделенных очень тонкими перегородками из лавового вещества. По достижении земной поверхности пемзовый материал благодаря дальнейшему расширению газов распадается на многочисленные обломки различных размеров — от солидных глыб пузырчатых горных пород до тончайших обломков, состоящих из крошечных частиц разрушенных стенок газовых пузырей. Объемный вес пемзы благодаря ее пенистой текстуре настолько мал, что она плавает в воде. Так как извержения, поставляющие пемзу, часто происходят у берегов морей или на островах, прилегающих к материкам, то значительная часть ее достигает моря и может далеко переноситься течениями. Этим объясняется тот факт, что пемзу можно встретить почти на всех побережьях мира, а на берегах, где происходят извержения, она наблюдается иногда в таких количествах, что бывает трудно установить точные очертания береговой линии. В 1878 г. сообщалось, что вблизи Соломоновых островов, по-видимому, произошло подводное извержение, поскольку море покрылось такой массой обломков пемзы, что корабли были вынуждены пробиваться через них целыми днями. Подобного рода массовые скопления пемзы могли послужить причиной появления кажущихся неправдоподобными сообщений о плавающих островах.

Среди рыхлых вулканических продуктов особое явление представляют так называемые «*волосы Пеле*». Под этим названием подразумевают тончайшие стеклянные нити, разлетающиеся от дуновения ветра и уносимые им из лавовых фонтанов, например в лавовом озере Халемаумау вулкана Килауэа, которые могут кое-где образовывать скопления. Название происходит от имени гавайской богини Пеле, обитающей, согласно легенде, в лавовом озере Халемаумау.

После того как извержение затихает, материал вулканических выбросов, упавший в кратер, может, затвер-

дев, образовать так называемую жерловую брекчию, чему способствуют сохраняющиеся в течение некоторого времени пластичность, высокие температуры и циркулирующие в полостях растворы, из которых осаждаются минеральные вещества. Подобным образом может быть сцементирован с образованием брекчий рыхлый материал, скопившийся в окрестностях места извержения. Пепловый же материал в результате процессов цементации, существенную роль в которых играют атмосферные воды, может быть превращен в вулканические туфы.

В рыхлых вулканических продуктах, как и в лавах, подводный вулканизм порождает особые формы, способ образования которых был правильно понят лишь в недавнее время. Вблизи сицилийского селения Палагония еще в прошлом веке были обнаружены мощные скопления туфов, состоящих из стекловатого пепла, объяснение генезиса которых представляет значительные трудности. Это базальтовые, довольно рыхлые массы желтоватой или серой окраски, состоящие из тончайшего пепла, в который включены лапилли или угловатые обломки со смолистым блеском.

Таким слегка сцементированным массам горных пород дали название «палагонит». Вскоре возникло предположение, что образование указанных пород происходит в условиях водной среды, и таким образом было принято, что эффект быстрого охлаждения лав морской водой привел к их раздроблению на тончайшие частицы или что распад лав был вызван взрывом при их поступлении в морскую воду. Впрочем, оба объяснения вряд ли можно считать удовлетворительными.

Вулканолог Ритман, изучая подушечные лавы в Ионическом море у подножия Этны, пришел к выводу, что пеплы, состоящие из базальтового стекла, образуются путем постоянного скалывания тонкой корки застывания со свежих лавовых шаров, внутренняя часть которых остается еще расплавленной, причем этот эффект возобновляется в результате постоянного новообразования корки. Лавовые шары становятся при этом все меньше и при определенных обстоятельствах могут, распадаясь на осколки, полностью превратиться в стекловатый пепел. Для таких пеплов, состоящих из вулканического стекла, Ритман предложил термин *гиало-*

кластиты (от греческого «хиалос» — стекло и «класис» — дробить).

Тазиев, хотя и не ставит под сомнение механизм этого процесса, все же полагает, что в образовании скоплений (местами огромных) таких стекловатых пеплов, в которых не отмечается даже следов лавовых шаров, более значительной должна была быть роль иного эффекта, который он имел возможность изучать в 1957—1958 гг. при подводном извержении вулкана Капелиньюш вблизи острова Фаял — одного из Азорских островов. Подобные извержения можно наблюдать только там, где глубины моря незначительны и не препятствуют эруптивным тучам подниматься над его поверхностью, поскольку при подводных извержениях, происходящих на больших глубинах, давление воды, как правило, делает невозможным эксплозивное течение этих процессов. Однако если глубины моря настолько малы, что давление воды не может препятствовать выбросу вулканических продуктов, то тепловая энергия лавы превращает воду в пар; это сопровождается огромным возрастанием объема, приводящим к сильным эксплозиям, в ходе которых лава вследствие целого ряда реакций, происходящих с ее раскаленными обломками, и дальнейшего образования водяного пара в конце концов измельчается до тонкого стекловатого пепла гиалокластитов.

Проблема игнимбритов

В одной из самых отдаленных территорий Нового Света, вблизи полуострова Аляска, в северной части Тихого океана, расположен остров Кадьяк, а на его восточном побережье — небольшое селение того же названия.

Календарь показывал 6 июня 1912 г. Лето на Кадьяке было в полном разгаре, и свежий ветер, дувший с северо-востока, был для 380 жителей острова верным признаком хорошей погоды на ближайшее будущее. Однако совершенно неожиданно небо на северо-западе стало вдруг пасмурным и к острову начало быстро приближаться странное, все более темнеющее облако. В нем сверкали молнии, сопровождаемые сильными раскатами

грома, что было совершенно неслыханным для тех мест явлением. Во второй половине дня на Кадьяке начался пепловый дождь и к 18 ч 30 мин он усилился настолько, что вскоре вся местность погрузилась в полную темноту,— и это в период самых коротких ночей! Если вначале это явление рассматривалось как необычное зрелище, то позднее людей стала охватывать некоторая растерянность. Всю ночь падал крупный серый пепел, и к утру, когда пеплопад затих, он обильно покрывал селение и окружающую местность слоем до 12 см. Хотя всем стало ясно, что произошло извержение вулкана, было совершенно непонятно, где именно. Молния, ударившая в радиостанцию, полностью отрезала Кадьяк от внешнего мира. Ситуация стала особенно драматической, поскольку все колодца оказались забитыми пеплом. К счастью, в гавани стояли таможенный катер «Мэннинг» и шхуна «Мета-Нельсон», сразу же начавшие снабжать население питьевой водой с помощью устройства для выпуска пара.

В середине дня 7 июня вновь начался пеплопад. Вскоре он стал настолько плотным, что в течение 14 часов господствовала полная ночь. Пепел стал тонким, как пыль, он проникал сквозь одежду, при дыхании попадал в ноздри, жег глаза. Сернистые испарения затрудняли дыхание. С близлежащих гор доносились звуки сходящих пепловых лавин, от которых к селению доходили тучи тонкой пыли. Панический страх овладел людьми, и лишь немногие сохраняли здравый рассудок. К числу последних принадлежал и капитан «Мэннинга» Перри, вмешательство которого позволило предотвратить страшную панику. Утром 8 июня он предоставил жителям Кадьяка убежище на борту «Мэннинга», где условия были почти невыносимыми вследствие чрезмерного переполнения катера. Однако судно не имело возможности выйти в открытое море, так как даже лоцманы, хорошо знавшие местность, не могли ничего разглядеть. Во второй половине дня пепловый дождь стал затихать и немного посветлело. Это позволило «Мэннингу» через узкий фарватер выйти из гавани и бросить якорь вблизи острова Вудс, взяв на борт дополнительно 103 его жителя. Ночь для пассажиров переполненного и перегруженного катера была страшной, тем более что пеплопад возобновился. Однако к утру 9 июня небо ста-

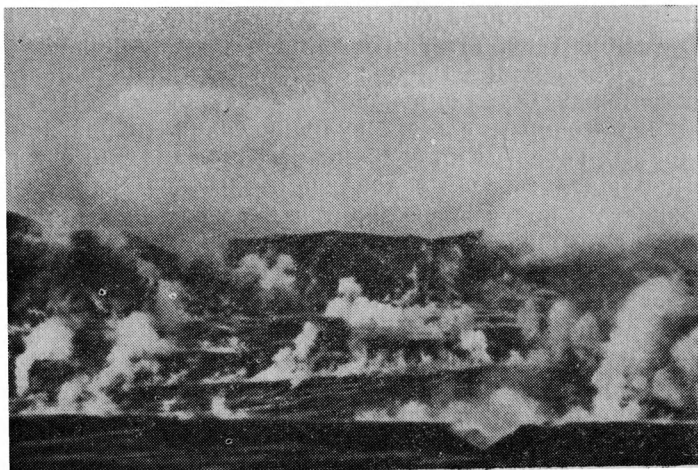


Рис. 7. Долина Десяти Тысяч Дымов, возникшая в 1912 г. при извержении вулкана Катмай на Аляске. Поперечные ряды фумарол намечают трещины в игнимбритовых выбросах вулкана, из которых они вытекают.

ло совершенно ясным и опасность, казалось, миновала, что в дальнейшем и подтвердилось. Люди получили возможность вернуться в свои дома. Однако селение и окружающая местность, где слой покрывшего их пепла достиг толщины 20—25 см, выглядели страшно.

Что же случилось?

На полуострове Аляска произошло вулканическое извержение — одно из самых мощных в истории человечества. Начал действовать вулкан Катмай (название в то время еще неизвестное), расположенный в совершенно непроходимой местности, удаленной от острова Кадьяк на 160 км. Ни один человек не был непосредственным свидетелем этого явления, если не считать тех отдаленных воздействий, которым подверглись жители Кадьяка и некоторых других малых селений.

Лишь годы спустя, проделав трудный поход, небольшая группа исследователей под руководством американского ботаника Григгса достигла этого места. Когда ученые с большим трудом преодолели рыхлый пепел, покрывавший склон вулкана Катмай и окружающую местность, перед ними предстало зрелище грандиозного

ландшафта, который они назвали Долиной Десяти Тысяч Дымов (рис. 7). Там был не только вулканический пепел; вся долина длиной около 25 км и шириной до 8 км между ограничивающими ее склонами была заполнена мощным слоем вулканических образований, подобных которым на современных вулканах до сих пор не наблюдалось. Они оказались очень твердыми, их поверхность — почти плоской, и в бесчисленных местах, громыхая и шипя, из них струился пар. Трудно сказать, как могла выглядеть прежде эта долина, по которой некогда протекала река Укат, теперь подпруженная выше вулканом Катмай, так как ее посещали, вероятно, лишь немногие рыбаки, эскимосы и индейцы и лишь один-единственный раз ученый, геолог Спёрр.

Григгс и его коллеги уже занимались изучением некоторых вулканических областей Земли, однако совершенно новые для них формы залегания и петрографическая структура этого вулканического материала требовали иного объяснения. И вот Григгс выдвинул предположение, согласно которому это была поверхность прорвавшегося гранитного массива. Другой участник экспедиции, Феннер, увидел в этом вулканическом продукте пластовую залежь, внедрившуюся в слои окружающих гор и выходящую здесь на поверхность.

Хотя эти теоретические объяснения казались в то время правдоподобными, однако более поздние исследования, опирающиеся на полученные за это время данные, показали, что здесь был приведен в действие совершенно иной, неизвестный до сих пор механизм извержения.

Экспедиция под руководством многократно упоминавшегося выше вулканолога Тазиева, посетившая Долину Десяти Тысяч Дымов в 1962 и 1963 гг., пришла к выводу о том, что здесь произошло извержение игнимбритов.

Термин *«игнимбрит»* сопровождал появление нового вулканологического понятия, обозначающего наряду с лавами и рыхлыми вулканическими продуктами такой вулканический материал, который отличался от них по способу образования и механизму извержения. Этот термин был введен в 1935 г. новозеландским геологом Маршаллом. Он был образован от латинских слов *«игнис»* — огонь и *«нимбус»* — облако и означал то же, что

и выражение «порода огненного облака». Маршалл назвал так массивные вулканические «туфы», покрывающие в Новой Зеландии огромные площади, которые, согласно его представлениям, были порождены сильным «огненным ливнем» из раскаленного пепла и лапиллей (см. стр. 212—214). Однако в отличие от обычного вулканического пепла, связанного с извержениями, который падал на землю уже остывшим, образуя слои рыхлого материала, эти осадки «огненного ливня» являются интенсивно спекшимися и должны были, следовательно, и после своего отложения пребывать еще в раскаленно-пластичном состоянии. В американской литературе для них было предложено название, по-видимому точное, welded tuffs (спекшиеся туфы). В любом случае под игнимбритами подразумевают газонасыщенный вулканический материал кислого состава.

Главной проблемой в объяснении механизма извержения игнимбритов является, однако, отсутствие непосредственных наблюдений этого процесса. Горная порода Долины Десяти Тысяч Дымов тоже всего лишь конечный продукт. Между тем во всем мире стали известны и подверглись детальному изучению игнимбритовые структуры кислых вулканитов прошлых вулканических эпох (см. стр. 211—220).

В соответствии с нашими современными представлениями можно сказать по этому поводу следующее: при обычных вулканических извержениях давление газов, отделяющихся от поднимающейся магмы и образующих пузырьки, является столь высоким, что при вспучивании лавы перегородки между пузырьками разрываются на мельчайшие частицы, которые могут быть вынесены высоко в атмосферу. Охлажденные и застывшие в воздухе, они падают вниз в виде обломков большего или меньшего размера или тонкой пыли горных пород (пепла) вокруг места извержения, часто далеко разносимых ветром, с образованием рыхлых нагромождений, которые могут позднее благодаря цементации под воздействием физических и химических процессов превратиться в вулканические туфы.

По-другому протекают, по-видимому, извержения игнимбритовых палящих туч. И здесь предпосылкой является дегазация поднимающейся магмы, связанная с огромным возрастанием ее объема. Здесь, однако, силь-

ное расширение происходит в относительно близкповерхностных условиях, когда внутреннее давление газов, отделяющихся от магмы, лишь ненамного превышает давление атмосферы. Газовые пузырьки могут при этом еще больше расширяться, до тех пор пока разделяющие их перегородки не разорвутся без взрыва на мельчайшие частицы — горячие капельки лавы и мелкие, большей частью «у»-образные, обломки пемзы (так называемые shards — осколки), равномерно распыленные в раскаленном газовом потоке и находящиеся во взвешенном состоянии, т. е. образующие в нем суспензию. Вместе с ними уносятся небольшие обрывки пемзы и ранее образованные кристаллы минералов. Такая суспензия извергается не эксплозивным образом, а переливаясь и может распространяться с огромной скоростью на десятки и даже сотни километров. В отличие от лавовых потоков рельеф местности почти не препятствует распространению подобных палящих туч. Высокая температура сохраняется в них долго, по-видимому, потому, что пепловые тучи, сопровождающие извержение и поднимающиеся на большие высоты, могут осуществлять действительную теплоизоляцию. Однако с течением времени достигается такая точка, когда распыленное в туче все еще раскаленное вещество отделяется от газового потока и оседает под действием силы тяжести. В отличие от вулканического пепла оно тем не менее не образует пористого осадка, а вследствие своей пластичности начинает спекаться. Нижние, налегающие на холодный грунт, и верхние, соприкасающиеся с атмосферой, части залежи формирующегося спекшегося туфа охлаждаются и застывают первыми. Их текстура в большей или меньшей степени неупорядоченна. Внутренние же части еще долго остаются горячими и пластичными. Отложенные в них обрывки пемзы и кристаллов под нагрузкой более высоких частей залежи ориентируются в плоскости, перпендикулярной давлению, что приводит к образованию пластинчато-слоистой текстуры, напоминающей текстуру течения, возникающую в изливающихся лавах. Именно так объясняют аналогичные слоистые текстуры многих древних игнимбрифов, которые считались бывшими лавами.

Непосредственных наблюдений игнимбрифовых извержений в современную эпоху, как уже было сказано,

не было. Однако в геологическом прошлом игнимбритовый вулканизм сыграл, несомненно, значительную роль. Судя по огромным площадям распространения в некоторых областях древних покровов игнимбритов, подобные извержения являлись, по-видимому, катастрофами, которые трудно себе представить, и следует считать счастливым то обстоятельство, что в современной геологической истории они случаются крайне редко.

Извержение вулкана Катмай, которое при сравнении с соответствующими явлениями прошлого можно назвать игнимбритовым, неизбежно стало бы одной из таких катастроф, если бы разыгралось не в таком удалении от ближайших населенных пунктов. Григгс — руководитель упомянутой выше экспедиции, изучавшей район вулкана Катмай в 1917 г., — дал впечатляющее сравнение: если бы такое извержение произошло, например, в районе Берлина, то его можно было бы наблюдать из Йены, а сопровождающий его грохот был бы слышен в Риме. Палящие тучи полностью уничтожили бы большую часть провинции Бранденбург, а газы и испарения пронесли бы почти над всей Западной Европой. Даже в Вене капли дождя, содержащие кислоту, вызывали бы болезненные ожоги. Пары серной кислоты разъедали бы незащищенную латунь и белье, вывешенное для просушки, вплоть до Каира. В более близких районах, например в Лейпциге, пепел лежал бы слоем 30 см и город был бы около 60 ч погружен в темную ночь. В соответствии с этим сравнением можно считать невероятно благоприятным случаем то, что при извержении Катмая ни один человек не пострадал.

Во избежание возможных недоразумений следует еще раз подчеркнуть, что игнимбриты принадлежат к кислым газонасыщенным продуктам вулканических извержений. У бедных газами основных расплавов подобные продукты кристаллизации не наблюдаются. Кроме представленного здесь и принятого большинством вулканологов способа образования игнимбритов имеются также и другие точки зрения, обсуждение которых выходит за рамки нашего изложения. Это и не удивительно, так как природные явления вообще не поддаются строгой систематизации. Между игнимбритами, туфами и лавами существуют, несомненно, и некоторые промежуточные члены, что затрудняет их классификацию.

Вулканические постройки

Что же такое, собственно говоря, вулкан? Ответ на этот вопрос кажется простым. Еще в школе нас учили, что вулкан — это гора, на вершине которой располагается кратер, извергающий огонь. Однако тот, кто займется поближе изучением вулканов, сможет очень скоро установить, что каждая из этих трех характеристик сопровождается значительными оговорками. Должен ли вулкан непременно быть горой? Во всех ли случаях кратер служит его характерным признаком? И действительно ли вулкан извергает огонь? Формы проявления вулканизма столь многообразны, что гораздо проще описать некоторый тип конкретного вулкана, чем дать определение, верное для всех случаев. Советский вулканолог В. И. Влодавец однажды сопоставил мнения многочисленных авторов в отношении термина «вулкан», и вряд ли хоть одно из них удовлетворило всем этим требованиям. Поэтому представляется более целесообразным вначале дать обзор вулканических построек различного вида, причем в заданных рамках мы должны ограничиться важнейшими из них.

Греческий историограф Геродот (приблизительно 484—425 гг. до н. э.) упоминает остров Хиеру, на котором расположена гора с отверстием на вершине; из него время от времени поднимаются дым и огонь. В греческой мифологии это был выход, или «дымовая труба», кузницы Гефеста, греческого бога огня, ковавшего глубоко в недрах горы драгоценное оружие, и в том числе нагрудный панцирь Геракла, щит Ахилла, стрелы Аполлона и Дианы. Римляне называли его Вулканом и дали острову наименование Вулькано, которое он, находясь в группе Липарских островов, носит и ныне. Поздней-

шие историки и географы объясняли испускание дыма и выброс раскаленного материала как природное явление; остров Вулькано стал как бы образцом всех гор, обладающих такими особенностями, которые соответственно стали называться вулканами. То, что именно Вулькано сыграл такую значительную роль в древних мифах и сказаниях, легко объясняется тем, что в ту эпоху он наряду со Стромболи принадлежал к числу часто действующих, в то время как Везувий вплоть до катастрофического «начального извержения» в 79 г., которое еще будет описано, не проявлял никаких признаков вулканической деятельности.

Вулькано мог бы приблизительно соответствовать общему представлению о вулкане. Бывают, однако, вулканы совершенно иного вида, форма проявления которых зависит от многих, большей частью тесно взаимосвязанных факторов. В числе важнейших из них следует назвать: вид подводящих путей для поступления продуктов вулканизма (линейные, или трещинные, извержения, центральные извержения); агрегатное состояние продуктов вулканизма во время извержения (газообразные, жидкие, вязкие, квазитвердые лавы или рыхлые выбросы — шлаки, пеплы, бомбы и т. д.); количество извергнутого материала; тип вулканической деятельности (эффузивная, эксплозивная, смешанная); среда, в которой происходит извержение (наземное, подводное, подледное).

При обзоре важнейших вулканических построек мы будем придерживаться часто употребляемого основного подразделения вулканов на линейные и центральные, не скрывая при этом проблематичности их отнесения к тому или иному типу. Нередко остается неясным, где следует проводить границы между ними. Не исключено, что все вулканы вообще приурочены к линейным ослабленным зонам в земной коре, даже если последние непосредственно и не распознаются. Довольно часто детальные геолого-структурные исследования свидетельствуют о том, что вулканические постройки, которые на основании их формы (например, конические горы с вершинными кратерами) рассматривались как вулканы центрального типа, садятся часто целыми рядами на системы трещин. Нередко приходится слышать о том, что перед началом вулканического извержения земную

кору разрывает трещина длиной в километры, вдоль которой начинает действовать большое число кратеров; активность их в конце концов затухает, а вулканическая деятельность сосредоточивается в нескольких или даже в одном кратере, относящемся в этом случае к «вулканам центрального типа». Примером такого рода может служить извержение на острове Хеймаэй из группы Вестманнаэйяр в 1973 г., описанное во введении. О других вулканах центрального типа мы узнаем попутно, что они приурочены к местам пересечения линейных ослабленных зон земной коры. Особенно поучительны также результаты исследований, проведенных на алмазных кимберлитовых жерловинах, так называемых трубках (pipe) Южной Африки, свидетельствующих об эксплозивном вулканизме в палеогене. Такая трубка в поверхностном срезе представляет собой эксплозивный кратер, заполненный вулканической туфовой брекчией, так называемой «синей землей» (blue ground). Форма трубок хорошо изучена горными выработками, проведенными в связи с их алмазносностью. Все они обладают конусообразным обликом, сужаясь книзу, и на больших глубинах соединяются с трещиной, выполненной застывшей ультраосновной магмой. Таким образом, и в этом случае магма внедряется в трещинную зону и затем исходит из нее, пересекая «ослабленные места» земной коры, результатом чего и являются извержения «центрального типа». Следовательно, разграничение между линейными и центральными извержениями может быть принято лишь в отношении формы их проявления на поверхности.

Вулканы линейного типа

У линейных вулканов магма использует в качестве подводящего канала к земной поверхности *трещины* или *трещинные зоны* глубокого заложения.

Основная, легко дегазируемая магма выходит на поверхность, как отмечалось выше, в виде преимущественно легкоподвижной базальтовой лавы. Изливаясь в очень больших количествах, она может в полном смысле слова затоплять обширные пространства, заполняя впадины, речные долины и ущелья и уничтожая все на своем пути, будь это леса или селения. При этом возника-

ют обширные *лавовые плато* и коренным образом изменяются как рельеф, так и речная сеть всего ландшафта. Лавовые плато этого типа формируют основной элемент рельефа Исландии. Самым значительным линейным извержением такого рода в историческую эпоху стало извержение по *трещине Лаки* в 1783 г., в ходе которого было извергнуто около 12,5 км³ лавы, затопившей территорию 565 км². Это извержение, если учесть сопровождающие его и последующие явления, явилось для островного государства национальной катастрофой (см. стр. 104—107). После завершения трещинного извержения большая часть трещины оказалась «запечатанной» застывшим в ней изверженным материалом, и активность больше не проявлялась. Однако благодаря раскрытию параллельных трещин соответствующие извержения смогли повторяться в том же районе, нагромождая один над другим покровы лав. Трещинные излияния, подобные тем, которые время от времени наблюдаются в Исландии, являются обычным явлением на морском дне, особенно в областях рифтовых зон, и, пожалуй, вообще самым распространенным на Земле видом вулканической деятельности. К рассмотрению океанического рифтового и внутриплитового вулканизма мы еще вернемся. К этой категории принадлежат также материковые покровные, или платобазальты (см. стр. 229—234). Если количество изверженного материала невелико, формируются *базальтовые покровы* ограниченных размеров.

Продукты среднего состава, связанные, как правило, со смешанными эксплозивно-эффузивными извержениями, образуют *линейные экструзивные (выжатые) тела и валы*, сложенные рыхлым материалом; эксплозии более характерны для кислых вязких расплавов. Впечатляющий пример трещинного эксплозивного выброса материала среднего состава представляет извержение вулкана Таравера в Новой Зеландии, происшедшее в 1886 г. В пределах гряды протяженностью около 1100 м, которая сложена вулканическими породами и в окрестностях которой интенсивно действовали гейзеры и термальные источники, началось вначале в одном месте эксплозивное извержение. Эксплозии, последовавшие затем в других местах, в конце концов раздробили весь хребет. После раскрытия трещины протяженностью 14,5 км началась мощная эксплозивная деятельность.

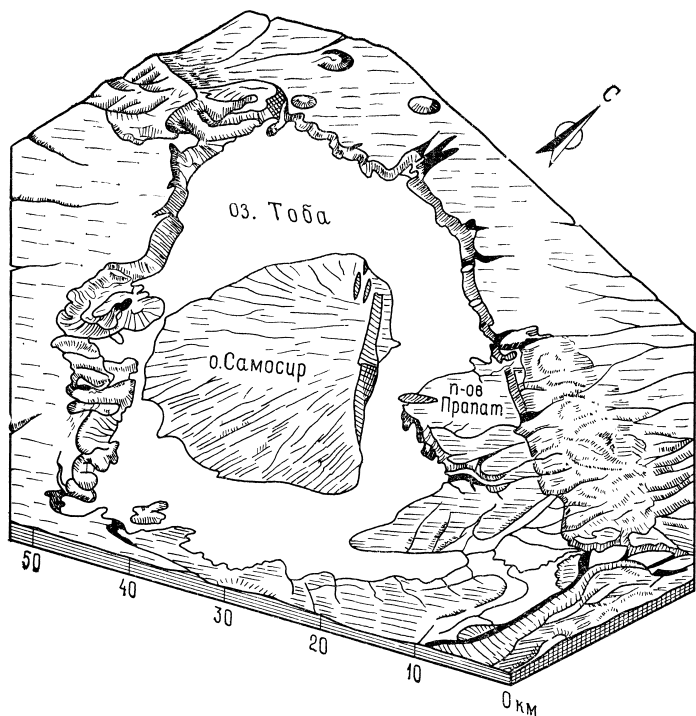


Рис. 8. Вулкано-тектоническая депрессия озера Тоба на Суматре, окруженная системами трещин, из которых извергались игнимбриты. Остров Самосир представляет собой опрокинутую глыбу прежней кровли очага, полуостров Прапат — останец фундамента (по Ван Беммелену).

Извергался более древний материал кислого состава, раздробленный при эксплозиях, и вместе с ним — пепел, андезитовые шлаки и обрывки лав, образовавшие отложения мощностью до 70 м. Пеплом была покрыта территория площадью 200 000 км². В том месте, где трещина пересекла озеро *Ротамахана*, произошли мощные «фреатические»¹ извержения.

¹ Термин «фреатические» (от греческого «фрэар» — колодец) используется, как правило, применительно к таким вулканическим извержениям, в которых в качестве фактора, их вызывающего или усиливающего, принимают участие подземные воды, проникающие в подводящие каналы.

Явлением, вряд ли известным в настоящее время, однако более распространенным в доисторическую эпоху, и главным образом в прежние геологические периоды, было образование гигантских *вулcano-тектонических депрессий* — участков извержений, ограниченных подводными трещинами, из которых вырывались палящие тучи, содержащие распыленное вещество липаритового состава, осаждавшееся и спекавшееся с образованием обширных игнимбритовых покровов. Дефицит объема, возникавший при этом в фундаменте, приводил к погружению блока земной коры, ограниченного подводными трещинами. Известными примерами таких вулcano-тектонических депрессий являются озеро Тоба (рис. 8) и Гедунгсуриан на острове Суматра. В геологическом прошлом известны многочисленные примеры, когда формирующаяся депрессия заполнялась изверженным игнимбритовым материалом, излившимся из краевых трещин (см. стр. 219—222).

Продуктом линейных извержений особого рода являются *эксплозивные рвы* или *эксплозивные трещины*. Они возникают в тех случаях, когда в более глубоких частях подводных трещин от магмы отделяются большие количества газов и возникает столь большое избыточное давление, что сносится «покрышка» трещины. Примером такого рода может служить трещина Эльдгья в южной Исландии. В эпоху древнейшего заселения острова, приблизительно между 930 и 950 гг., в результате мощной эксплозии возник узкий ров протяженностью 30 км; при этом было выброшено около 9 км³ рыхлых продуктов.

Вулканы центрального типа

Подводящим каналом для вулканических продуктов у центральных вулканов служит не трещина, а *жерло*, т. е. труба, ведущая от магматического очага к поверхности Земли. Сверху оно заканчивается кратером — чаше- или котлообразным расширением жерла. В идеальном случае кратер располагается на вершине окружающих его скоплений вулканических продуктов и при частом их поступлении, вызывающем увеличение размеров вулкана, перемещается все выше.

Кратеры могут занимать, однако, и эксцентрическую позицию; у некоторых вулканов встречается несколько кратеров, которые тоже можно считать главными. У очень крупных вулканических построек, таких, как Этна на острове Сицилия или Ключевская сопка на Камчатке, склоны со временем могут покрываться множеством, иногда сотнями, более мелких «*побочных*», или *паразитических*», кратеров, подводящие каналы которых ответвляются от главного жерла или непосредственно от магматического очага и иногда даже действуют независимо от главного кратера. У вулканов такого рода при каждом повторном извержении возникают новые паразитические кратеры, в то время как более ранние становятся неактивными.

Кратеры меняют свой облик почти при каждом извержении. Эксплозивные извержения или обвалы стенок в периоды покоя расширяют их, а поступающая лава вновь их заполняет. Вулканическая активность вызывает поднятия и опускания дна кратера и в периоды между извержениями. При наличии в кратерах лавовых озер, появляющихся, например, время от времени в кратерах Килауэа на Гавайях или Ньирагонго и Эрта-Але в рифтовой зоне Восточной Африки, уровень стояния лавы повышается и понижается. При извержении очень вязких лав в кратерах могут формироваться экструзивные купола, заполняющие их или даже возвышающиеся над ними и закупоривающие подводящий канал. «Пробки» такого рода могут служить причиной катастрофических эксплозивных извержений.

Форма вулканов центрального типа также существенно зависит от текучести и газоносности продуктов извержений. Легкоподвижные и очень горячие лавы основного состава быстро распространяются вокруг центрального подводящего канала. В результате многократного наслоения таких лавовых потоков возникают плоские щитовые вулканы, часто перекрывающие большие территории (рис. 9); склоны их имеют очень пологий наклон, большей частью от 3 до 6°, и лишь вблизи кратера — от 7 до 8°. Диаметр их основания нередко в 20 раз превышает высоту. Кратеры щитовых вулканов представляют собой, как правило, широкие плоские котлы с крутыми стенками. При наличии каналов для притока и оттока лавы на дне кратеров может происхо-

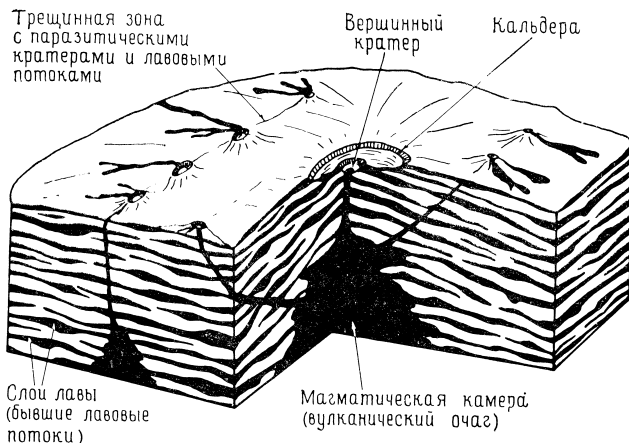


Рис. 9. Схематическое изображение щитового вулкана. Такие вулканические постройки распространены преимущественно в океанических областях. Они слегка выпуклые, нередко достигают гигантских размеров и образуются на океаническом дне из бесчисленных лавовых потоков различной мощности и ширины.

дить конвекция, благоприятствующая возникновению кипящих лавовых озер. Они подтачивают стенки кратеров, способствуя их обрушению, отчего те становятся чаще всего более крутыми. Замечательные примеры подобных щитовых вулканов известны в океанической области, однако их можно наблюдать лишь в немногих местах там, где они выходят из-под уровня моря, как, например, в Исландии или на Гавайях. В отличие от вулканов Исландии только видимые части гавайских щитовых вулканов, таких, как Мауна-Лоа и Мауна-Кеа, достигают гигантских размеров, хотя в конечном счете они представляют собой лишь вершинные части огромных вулканических сооружений, насаженных на океаническое дно. В поперечнике кратеры могут достигать от 100 до 2000 м. То, что центральные вулканы, как уже отмечалось, связаны с зонами линейных нарушений, особенно ярко проявляется на Гавайях, где эруптивная деятельность огромных щитовых вулканов не ограничивается только главным кратером, но приурочена также к трещинным зонам с рядами кратеров. В разделе, посвященном океаническому внутриплитовому вулканизму,

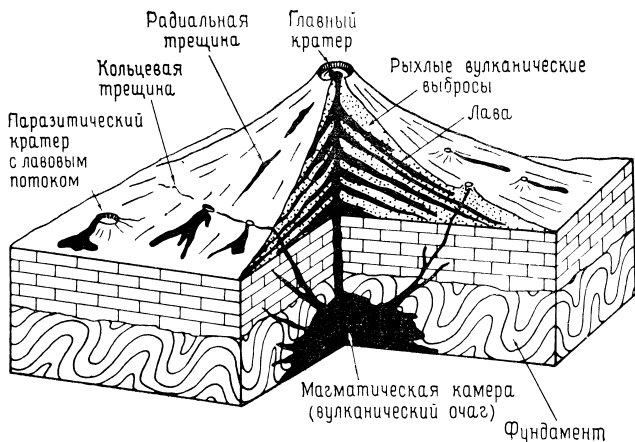


Рис. 10. Схематическое изображение стратовулкана. Эти вулканические постройки, широко распространенные в зонах субдукции и в материковых рифтовых зонах, состоят из неоднократно переслаивающихся наклонных лавовых потоков и рыхлых вулканических выбросов, количественные соотношения между которыми различны.

мы еще остановимся на гавайских вулканах более подробно.

Центральные вулканы, характеризующиеся смешанной эффузивно-эксплозивной деятельностью, представляют собой в идеальном случае конусовидные горы, состоящие из чередования эффузивных лавовых потоков и рыхлого материала, выброшенного explosивным путем, — пепла, лапиллей, бомб и шлаков. Из-за слоистого строения их называют *стратовулканами* (рис. 10). Если же в строении конусовидных гор участвуют лишь рыхлые выбросы, то говорят о *насыпных вулканических конусах*. С увеличением содержания кремнекислоты возрастает также explosивный выброс рыхлых продуктов, или, в соответствии с выражением, предложенным Ритманом, *коэффициент explosивности*. Е. Ритман понимает под этим долю (в процентах) рыхлого материала в составе продуктов вулканизма (остаток приходится, следовательно, на лавы). По этому признаку среди вулканов различают типы с обильными излияниями лав ($E=11-33$), промежуточные, или нормальные, типы ($E=34-66$) и типы с преобладанием рыхлого материала.

ла ($E=67-90$ и более). Эти значения следует рассматривать, однако, лишь в качестве средних или приближительных, поскольку даже один и тот же вулкан в течение разных извержений может давать различные количества рыхлых продуктов. Так, например, Ритман приводит для извержения Везувия в 1929 г. коэффициент эксплозивности $E=20$, для извержения в 1944 г. $E=70$.

Угол откоса склонов стратовулкана зависит от рода выброшенного материала. Тонкие пеплы и шлаки перестают перемещаться при углах приблизительно от 30 до 35° . Так как они могут переноситься дальше от кратера по сравнению с более крупным материалом, то и отлагаются обычно в нижних частях склонов конуса, тогда как более крупный материал накапливается в ближайших окрестностях кратера, образуя углы 40° и более. В результате этого склоны стратовулкана приобретают слегка вогнутую форму. Типичные конусовидные вулканы такого рода встречаются почти во всех вулканических областях Земли, принадлежащих к поясам зон субдукции или континентального рифтового вулканизма.

Если вулканическая деятельность повторяется часто, возможно даже в течение тысячелетий или десятков тысяч лет, то могут возникать огромные конусовидные вулканы или сложные вулканические постройки, препятствующие поступлению продуктов вулканизма. Однако отделяющиеся от магмы газы могут высоко подниматься по главному каналу и, достигнув некоторого критического давления, устранять закупоривающую массу эксплозивным путем. Для магмы, особенно при ее сильной дегазации, столь высокий подъем невозможен. Магма использует в таких случаях радиальные трещины, рассекающие вулканическую постройку преимущественно в нижней части ее склонов.

Лавы среднего и в особенности кислого состава бывают иногда столь вязкими, что не могут перелиться через края кратеров. Они выдавливаются в полужастывшем состоянии подобно толстому шнуру зубной пасты, образуя сводообразные сооружения, так называемые *экструзивные купола*. Угол откоса их стенок может достигать $45-75^\circ$. В исключительных случаях лавы попадают в жерло уже застывшими до такой степени, что выталкиваются из кратера на значительную высоту в



Рис. 11. Конусы вулкана Батур на острове Бали сложены лавами и вулканическими выбросами относительно кислого состава в пределах крупной кальдеры, край которой виден на заднем плане. Слева, в средней части снимка, — несколько паразитических конусов, перед которыми — деревня Батур, засыпанная в 1926 г.

виде игл или обелисков с отвесными стенками, как это имело место на вулкане Мон-Пеле после извержения 'палящей тучи' в 1902 г. (см. стр. 132—133). Подобные иглы, однако, легко разрушаются: они покрываются трещинами, от их стенок отваливаются обломки и накапливаются в виде рыхлых плащеобразных скоплений, окружающих подножие игл.

Центральным вулканам, выступающим в виде положительных форм рельефа, противостоят *отрицательные формы*, существенно превышающие обычный размер кратера. Они возникают в результате удаления значительной части вулканической горы или даже горы целиком. Их называют *кальдерами* (от испанского «кальдера» — котел). Термин «удаление» выбран умышленно, поскольку не все кальдеры можно с уверенностью считать результатом мощных эксплозий; они возникают также вследствие обрушения, например при опорожнении магматических очагов. Кальдеры могут достигать в поперечнике от 5 до 20 км и даже намного больше.

Термин «кальдера» был введен в геологическую литературу Леопольдом фон Бухом. Согласно выдвинутой

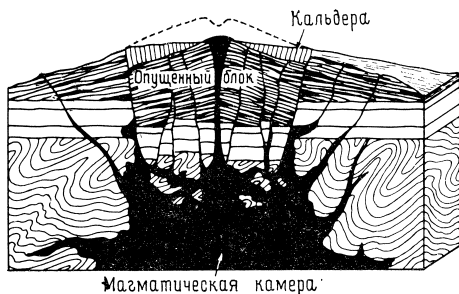


Рис. 12. Возникновение кальдеры в результате обрушения глыбы земной коры в расположенную под ней магматическую камеру.

им в 1815 г. «теории поднятия кратеров», все вулканы представляют собой приподнятые, подобно пузырям, в результате магматической деятельности части внешней земной коры. При посещении вулкана на острове Гран-Канария он интерпретировал его вершинную впадину как следствие провала «кратера поднятия» и перенес термин «кальдера», употреблявшийся коренными жителями в отношении любых впадин, на соответствующие гигантские вулканические формы. Однако английские геологи Скроуп и Лайель в 1825 г. опровергли «теорию поднятия кратеров» Буха и объяснили образование кальдер как результат сильных эксплозий. В противоположность этому на французского геолога Фуке, изучавшего в 1866 г. кальдеру вулкана Санторин, и голландца Вербека, исследовавшего в 1886 г. кальдеру Кракатау, произвело сильное впечатление отсутствие обломков горных пород, которые должны были остаться после соответствующих эксплозий. Поэтому они интерпретировали эти кальдеры как провальные образования. Позднее к этой точке зрения присоединились многочисленные специалисты. Основная идея заключается здесь в том, что в результате быстрого истечения больших количеств лавы при боковых извержениях, а также в результате мощных выбросов пепла или пемзы или извержений палящих туч магматический очаг постепенно «выкачивается», что при отсутствии дополнительного поступления вещества вызывает обрушение вулкана (рис. 12).



Рис. 13. Озеро Крейтер в Каскадных горах Северной Америки представляет собой заполненную водой кальдеру диаметром около 10 км, возникшую в доисторическую эпоху в результате обрушения вершины существовавшего здесь вулкана Мезама (ср. с рис. 14).

В вулканических областях Земли встречаются кальдеры любых размеров. Пожалуй, наиболее изученным примером кальдеры, хотя и возникшей в доисторическую эпоху, является озеро Крейтер в штате Орегон, США (рис. 13). Оно расположено в Каскадных горах, увенчанных многочисленными вулканами; на некоторых из них, например на вулканах Рейнир, Сент-Хеленс, Шаста, Худ и Лассен-Пик, еще в историческую эпоху происходили извержения или фумарольная деятельность. Крейтер — почти круглое озеро с темно-синим цветом воды, достигающее 10 км в диаметре и 600 м в глубину; оно окаймлено обрывами высотой от 150 до 600 м. Посреди озера над его поверхностью возвышается шлаковый конус, так называемый «Волшебный остров» (wizard island). Там, где сегодня располагается озеро Крейтер, первоначально, по-видимому, возвышался горный массив, подобный другим вулканам Каскадных гор. Этот исчезнувший вулкан, который называют горой Мезама, был весьма активен в течение плейстоцена и позднее, так как моренный щебень ледникового периода переслаивается с материалом вулканических выбросов. Один из самых значительных ледников горы Мезама к моменту ее обрушения имел, по-видимому, более 16 км в длину, поскольку сохранилась нижняя часть U-образной ледниковой долины с моренами. Для того чтобы питать такой ледник, гора Мезама должна была достигать высоты приблизительно 3500 м (рис. 14). Для образования такой гигантской кальдеры, согласно оценке, должен был исчезнуть объем, составляющий около 70 км³. Приблизительные расчеты, произведенные в 1941 г. американцем Уильямсом с учетом унесенного ветром пемзового и пеплового материала, в котором лишь незначительную часть (около одной пятой) составлял материал разрушенной горы, показали в результате большой дефицит объема. Он попытался объяснить его тем, что значительная часть расплава, находившегося первоначально в магматическом очаге, внедрилась в смежные участки земной коры.

Хотя в вулканических областях кальдеры не представляют собой редкое явление, а в их центральных частях часто возникают новые вулканы или даже группы вулканов, образование их в историческую эпоху удавалось наблюдать редко. В качестве примера можно

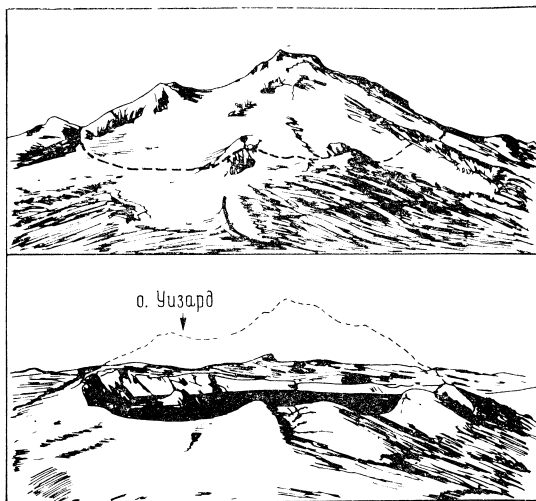


Рис. 14. Реконструкция вулкана Мезама в Каскадных горах Северной Америки, исчезнувшего в доисторическую эпоху в результате обрушения его вершинной части; на месте вулкана в настоящее время располагается кальдерное озеро Крейтер (по Этвуду).

привести возникновение кальдеры Косигуина в Никарагуа в 1835 г., хотя по сравнению с озером Крейтер она выглядит небольшой. Вулкан Косигуина, расположенный в области с многочисленными эксплозивно действующими вулканами, представляет собой «обезглавленную» коническую гору с кальдерой диаметром около 2,5 км, заполненной водами озера; обрывистые стенки ее возвышались до 870 м. 20 января 1835 г. после периода покоя началось извержение в виде сильных эксплозий, которые, все усиливаясь, лишь на третий день достигли своей высшей точки. Пеплопадом была охвачена территория, составляющая несколько сотен километров в окружности и погрузившаяся на время в полную тьму. Он ощущался на расстоянии более 1000 км, например в южной Мексике и на острове Ямайка. Грохот извержения, подобный канонаде, был слышен на расстоянии 1750 км — в Гондурасе и Гватемале, что вызвало там большое смятение; возникло даже предположение, что происходит вражеское вторжение, началась мобилизация. Общий объем выброшенной пемзы

и пепла оценивается в 50 км³, что, возможно, несколько завышено.

Другой возникшей в историческое время кальдерой является вулкан Кракатау, катастрофическое извержение которого в 1883 г. описано на стр. 135—137.

Существуют, наконец, кальдеры или кальдерообразные отрицательные формы, возникающие при сносе вершины вулкана в результате взрыва. В их внутренних частях в дальнейшем нередко возникают новые вулканические конусы. Примером такого рода может служить двойной вулкан Сомма-Везувий, причем Соммой называют древний кольцевой вал кратера или, вернее, его остаток; между ним и новым вулканом образовалась кольцевая долина Атрио-дель-Кавалло. Известно множество подобных кольцевых вулканов. Их называют обычно сомма-вулканами. Из других примеров можно назвать вулканы Фогу на островах Зеленого Мыса, Стромболи в группе Липарских островов и Папандаян на Яве.

Помимо крупных отрицательных форм, возникших эксплозивным путем, известно также бесчисленное множество мелких, встречающихся обычно целыми «компаниями», которые, как правило, являются следствием одноактных извержений. Выброшенный материал частично падает обратно в жерло или в так называемую «трубку взрыва», закупоривая их, а частично образует скопления в форме кольцевого вала вокруг вулканического жерла. Такие отрицательные формы позднее заполняются обычно подземными водами, образуя небольшие озера, называемые *маарами*. Они встречаются во многих областях новейшего вулканизма. В Центральной и Западной Европе многочисленные маары, возникшие в недавнем геологическом прошлом, можно встретить в Эйфеле, ФРГ (озеро Лах, Пульвермаар и др., см. стр. 250), в Швабской Юре, ФРГ (маар Рандекер и др.), и в Оверни, Франция.

Сложные вулканические постройки

Сомма-вулканы могут служить указанием на то, что существуют вулканы, более сложно построенные, чем описанные выше, т. е. сложные вулканические постройки-

ки, которые не только формировались в течение нескольких этапов, но у которых менялся со временем и химический состав продуктов вулканизма. Например, Везувий отнюдь не является простым двойным вулканом, каким он предстает взору современного наблюдателя, а претерпел долгое развитие. Согласно Ритману, выделяются 4 фазы его образования: 1) первоначальная Сомма — сложена потоками или экструзивными куполами вязкой трахитовой лавы; 2) древняя Сомма — относительно бедный лавами стратовулкан, состоящий из фонолитовых лейцитовых тефритов; 3) молодая Сомма — стратовулкан с лавовыми потоками, радиальными жилами и плащевидными силлами (пологозалегающими пластовыми жилами), состоящими из лейцитовых тефритов, — ее развитие завершилось извержением 79 г. (лейцитовые фонолиты и лейцитовые тефриты); 4) современный Везувий — стратовулкан с относительным преобладанием лав (тефритовых лейцититов). Аналогичное развитие характерно и для многих других вулканов (см. сноску на стр. 98).

В кальдерах, как уже указывалось, могут образовываться новые вулканы. В других местах, однако, возникают целые вулканические сооружения, наиболее значительным из которых является, без сомнения, огромная система *срединно-океанических* хребтов. В качестве одного из многочисленных примеров обширных молодых вулканических сооружений на материках можно назвать вулканическую постройку Вирунга в Восточной Африке.

В других случаях, напротив, центры вулканической активности могут перемещаться, как, например, на Гавайях (см. стр. 112—117) и Этне (см. стр. 162), и тем самым вызывать образование цепи вулканических построек все более молодого возраста.

Плутоны и субвулканы

В учебниках общей геологии стало уже чуть ли не обычным делом рассматривать в составе вулканических построек также *плутоны* — глубинные магматические тела. Между вулканизмом и плутонизмом, как правило, проводят разделение, о чем уже говорилось выше, при-

чем в первом случае подразумевают проявления магматизма на земной поверхности, а в последнем — внедрение магматических расплавов в ослабленные зоны земной коры с особенностями заполнения ими пространства, их кристаллизации и образования глубинных, или «плутонических», горных пород. Можно привести ряд аргументов как в пользу, так и против этого часто применяемого подразделения магматических явлений. Несомненно, что вулканизм и плутонизм различаются формами своего проявления в пространстве и вещественным составом. Оба процесса происходят при различных давлениях и температурах. Если магма, выходящая на дневную поверхность в виде лавы, в значительной степени дегазирована, то при застывании плутонов «летучие компоненты» утрачиваются лишь в незначительной степени, в особенности когда они имеют возможность переместиться в пористые боковые породы или подняться в трещиноватые породы кровли. Однако не подлежит сомнению, что между вулканизмом и плутонизмом не только существуют тесные взаимосвязи, но возможны также любые виды переходных форм. Чем ближе к поверхности происходят формирование и кристаллизация глубинных магматических тел, тем более «вулканоподобными» становятся связанные с ними процессы и структуры горных пород. Поэтому для таких близповерхностных интрузивных тел употребляют также термин «*субвулканы*».

Субвулканические и плутонические интрузивные тела, внедрившиеся и застывшие в земной коре в прошлые геологические эпохи, нередко бывают обнажены в результате более поздней денудации пород кровли и становятся доступными для изучения. Различные глубины их среза раскрывают разнообразие форм (рис. 15) и позволяют также выявить тесные связи между плутоническими, субвулканическими и вулканическими образованиями. Иногда можно, например, видеть, как от глубинных плутонических тел ответвляются подводящие каналы бывших вулканов, заполненные застывшими расплавами. Они могут иметь округлые стеблевидные формы и являются как бы «замороженными» древними *жерловинами*. Если кровля над некогда существовавшими магматическими очагами была рассечена вертикальными трещинами, то магма получала воз-

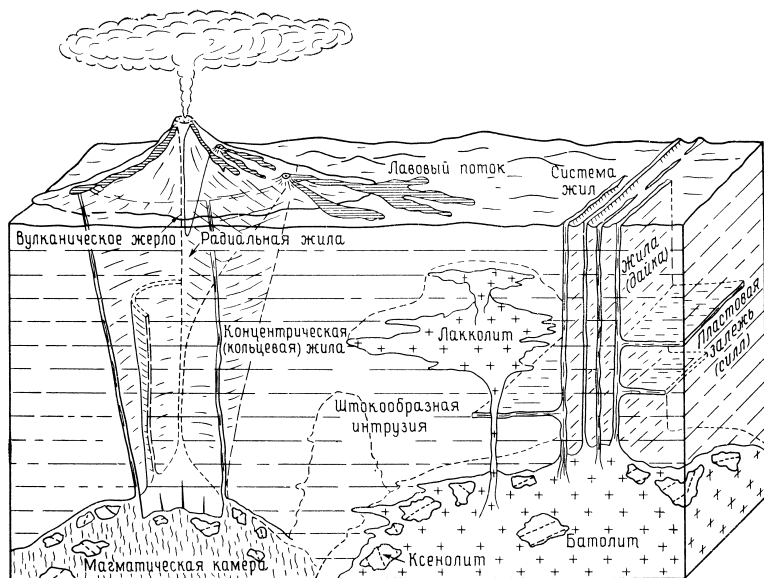


Рис. 15. Схема расположения интрузивных магматических тел различного рода в разрезе земной коры (по Розе и Мерсье, с изменениями).

возможность внедряться и, достигая земной поверхности, питать вулканы. Такие вертикальные или крутопадающие трещины, заполненные горной породой (застывшей магмой), называют *жилами* или *дайками*. Многие базальтовые вулканы питаются подобными жилообразными каналами, застывшее заполнение которых превратилось в тонкозернистые базальты или крупнозернистые долериты. Пологие пластообразные интрузии, приуроченные к трещинам или ослабленным зонам слоистой пачки, называют *пластовыми залежами* или *силлами*. Встречаются и некоторые другие типы жил, связанные с вулканизмом. Так, скопления вулканических продуктов не только вызывают дефицит пространства в фундаменте¹, но в конечном счете представляют также зна-

¹ Вернее, дефицит вещества в определенном объеме пространства. — Прим. перев.

чительные нагрузки на земную кору. Разрядка возникающих при этом напряжений часто вызывает образование кольцевых или дугообразных крутопадающих разломов. Магма, внедряясь и застывая в них, образует *кольцевые* или *дугообразные жилы*. Радиальные трещины, заполненные застывшей магмой, называют соответственно *радиальными жилами*. Особенно ярко жилы этого типа бывают выражены по периферии кальдер и вулcano-тектонических депрессий; они наиболее впечатляют в тех случаях, когда денудацией вскрыты глубокие срезы вулканических построек. Неправильные «ямообразные» (*grubenförmige*) глубинные тела, внедрившиеся и застывшие в пределах слоистых толщ, называют *лакколитами*, куполовидные — *штоками*. Подобные глубинные магматические тела, в особенности если они застыли на небольшой глубине, ближе всего отвечают представлению о субвулканах. Нередко, однако, магматические интрузии имеют столь неправильную форму, что едва ли могут быть отнесены к какому-либо из названных типов. Наиболее крупные из глубинных магматических тел называют *батолитами*. Они распространяются на большую глубину и кажутся «бездонными»¹. Некоторые из батолитов, обнаженные в результате денудации пород кровли, имеют гигантские размеры. Например, батолит Сьерра-Невада в Северной Америке имеет 650 км в длину и до 110 км в ширину. Подобно большинству крупных интрузивных массивов, он состоит из множества частных интрузий.

Термин «плутон» помимо своего значения как собирательного термина используется также применительно к крупным интрузивным телам вообще. В качестве примера можно привести плутон Брокен, прорывающий фундамент гор Гарц, который на современном эрозионном срезе составляет в поперечнике около 15 км. Он также представляет собой сложно построенное интрузивное тело, образовавшееся в позднем карбоне в результате нескольких разобщенных во времени последовательных фаз внедрения и кристаллизации магмати-

¹ Представления о батолитах как о «бездонных» телах, восходящие к работам Зюсса (конец XIX в.), в большинстве случаев не подтверждаются геофизическими данными, согласно которым их протяженность по вертикали обычно значительно меньше размеров в плане. — *Прим. перев.*

ческих расплавов, причем внедрившиеся вначале интрузии основного и среднего состава занимают краевые зоны, в то время как центральная часть представлена кислыми интрузивными породами — гранодиоритами и гранитами.

Если еще раз вернуться к вопросу «Что такое вулкан?», то этот краткий обзор различных видов вулканических построек укажет на проблематичность приведенного выше определения (при условии, что мы не приведем дополнительных пояснений). Если же принять во внимание еще остающиеся слабо изученные стороны вопроса и не касаться субвулканических явлений, то можно сказать приблизительно следующее: вулкан представляет собой выход на земную поверхность подводящей зоны, через которую из глубины поступает в эксплозивной, эффузивной или смешанной форме магматический материал в виде газов, расплавов или рыхлых веществ, а также непосредственно относящиеся к нему скопления твердого вулканического материала.

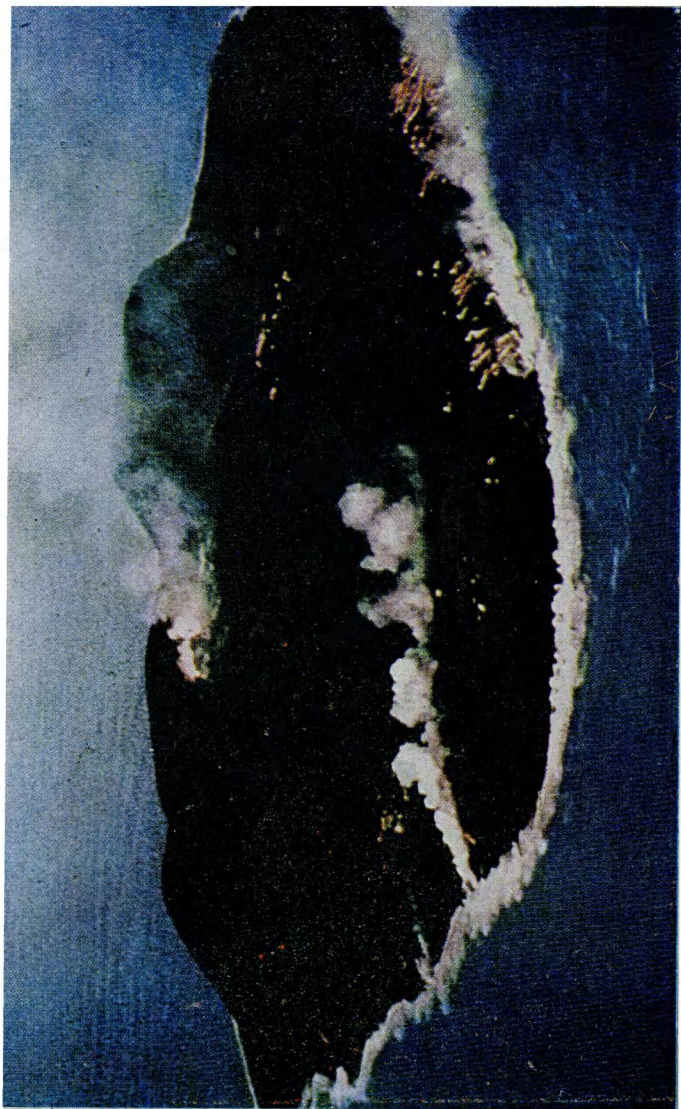


Фото 1. После начального подводного эксплозивного извержения 14 ноября 1963 г. вблизи южного побережья Исландии начал подниматься из моря новый вулканический остров Суртсэй. После завершения эксплозивной фазы началось излияние лавы, покрывшей остров прочным щитом. Там, где ее потоки достигали моря, оно вскипало с образованием белых облаков пара (см. стр. 12—13).



Фото 2. Извержение вулкана Пакая в Гватемале. Вулканические извержения представляют собой, особенно ночью, величественное зрелище: град раскаленных обрывков лавы с грохотом вырывается из кратера и, оставляя за собой параболические огненные следы, падает на склон, где медленно угасает.



Фото 3. Вулкан Стромболи (на одноименном острове в составе Липарских островов) с незапамятных времен пребывает в состоянии умеренной активности. Благодаря выбрасываемым через короткие промежутки времени изо дня в день белым облакам пара и видимому по ночам огненному граду он заслужил у моряков название «маяк Средиземного моря» (см. стр. 167—169).

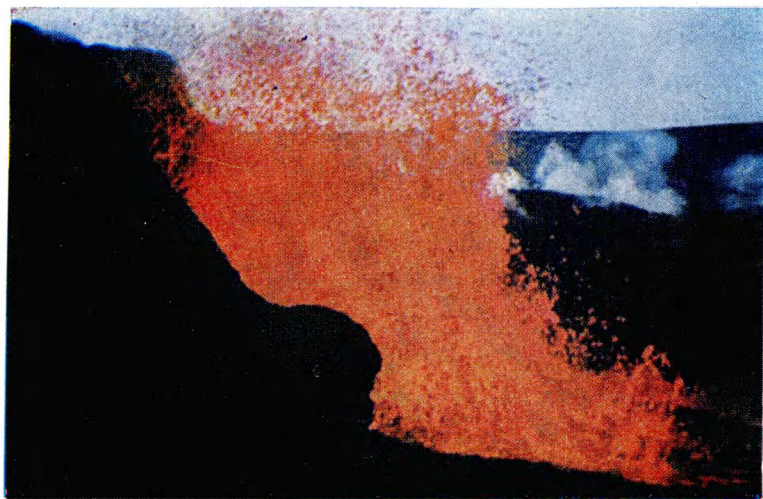


Фото 4. Сильный выброс лавы из эпизодически действующего кратера на возникшем в 1963—1965 гг. у южного побережья Исландии вулканическом острове Суртсэй (см. стр. 12—13).

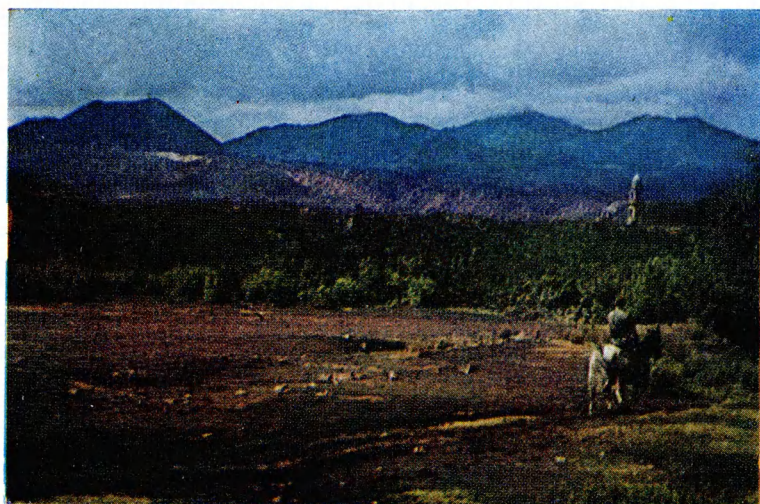


Фото 5. Самый молодой из вулканов Мексики Парикутин (на снимке слева) неожиданно возник среди плантации в 1943 г. За 9 лет под его лавовыми потоками были погребены селения Парикутин и Сан-Хуан-де-Парангарикутиро. Остатки церкви последнего возвышаются над застывшей лавой. На переднем плане — слой вулканического пепла (см. стр. 164—167).



Фото 6. Жерловина третичного базальтового вулкана, вскрытая карьером по добыче камня в Уезде, близ Усти (ЧССР). Извержение началось с эксплозивного выброса вулканического пепла и крупнообломочных брекчий, в которые внедрилась базальтовая лава (на снимке слева — с шаровой отдельностью) (см. стр. 235 и рис. 53, б).

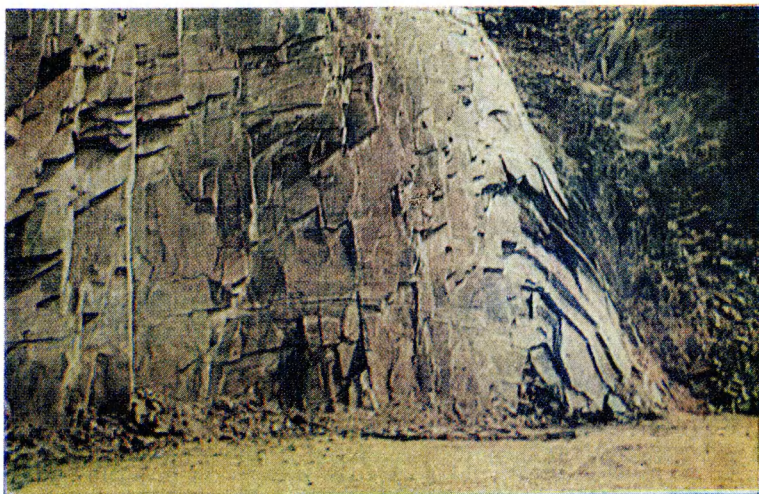


Фото 7. Порфир Рохлиц с плитчато-скорлуповатой отдельностью — игнимбрит вулканического комплекса Северной Саксонии, отложившийся из переливающихся палящих туч. Карьер по добыче камня в Хайнберге возле Кольдица, округ Лейпциг (см. стр. 220—221).

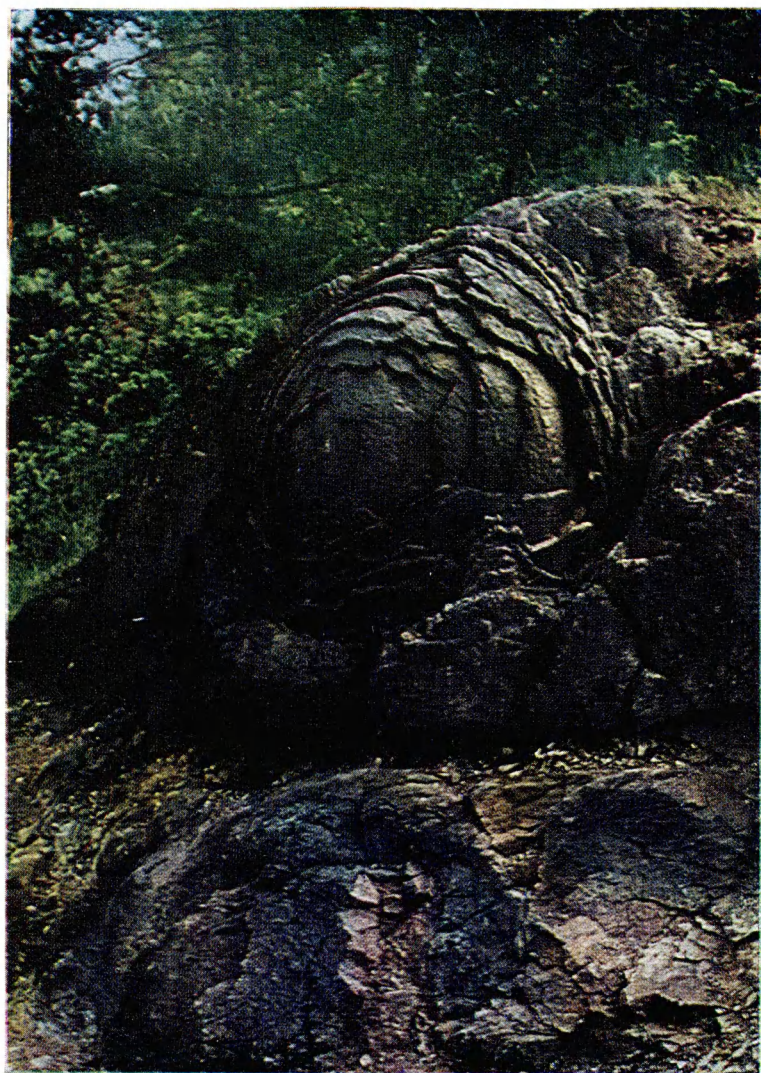


Фото 8. «Каменная роза» близ Грефенварта в Тюрингенских Сланцевых Горах представляет собой подушку (pillow) диабазовой лавы — продукт девонского подводного вулканизма, имевшего место в этой области. В результате выветривания при гидролизе и связанного с этим возрастания объема внешние ее части отделялись, подобно скорлупе (см. стр. 229).



Фото 9. Шейбенберг. Рудные горы. Базальт со столбчатой отдельностью залегает на речных песках и галечниках палеогена, разрабатываемых в качестве строительного материала. Шейбенберг явился предметом особых споров между нептунистами и плутонистами в отношении происхождения базальтов (см. стр. 244—245).

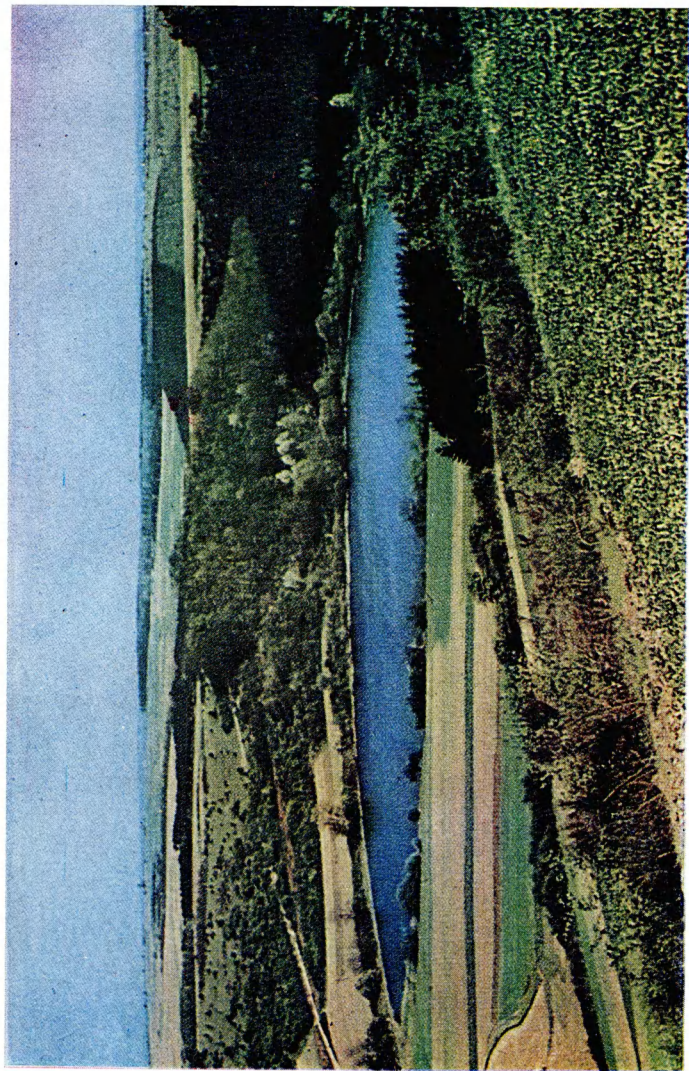


Фото 10. Многочисленные маары Эйфеля представляют собой жерла одноактных вулканических извержений, заполненные вулканическим щебнем и окруженные валом из вулканических выбросов. Многие из них, как, например, показанный на снимке Иммератский маар близ Гилленфельда, заняты озерами (см. стр. 250).

Формы проявления современного вулканизма

Еще на рубеже XVIII и XIX вв. было хорошо известно, что некоторые из многочисленных действующих вулканов Земли обладают сходным характером извержений. Это требовало разработки принципа классификации, подобного тем, которые были созданы еще в XVIII в. Линнеем и оказали в высшей степени прогрессивное влияние на развитие естественных наук. Первая попытка классификации вулканических явлений была принята Скроупом в его труде «Рассуждения о вулканах» («*Considerations on Volcanoes*»), вышедшем в 1825 г. в Лондоне, в котором он различал «непрерывные» (постоянные, медленно протекающие), «умеренные» и «пароксизмальные» (сильные, эксплозивные) извержения. Это трехчленное деление, хотя и в видоизмененной форме, в основном сохранилось в XIX в. В 1900 г. итальянский геолог Стоппани пошел другим путем. Исходя из наблюдений таких итальянских вулканов, как Искья, Стромболи и Сольфатара, он положил в основу своей схемы классификации «типы извержений», получившие название по именам вулканов. Эта схема была усовершенствована и расширена Меркалли в 1907 г. Однако вскоре (1908 г.) французский геолог Лакруа, детально изучавший драматическое извержение вулкана Мон-Пелена на острове Мартиника, происшедшее в 1902 г., создал основу классификации, используемой до сих пор, в которой он различал 4 типа извержений: 1) гавайский, 2) стромболианский, 3) вулканский и 4) пелейский. Механизм некоторых извержений не укладывается, однако, ни в один из этих четырех типов, в связи с чем в дальнейшем были добавлены новые типы — катмайский, бандайсанский и другие. Выявились и недостатки этих типовых обозначений в связи с тем,

что они использовались различными авторами не единообразно и, кроме того, ход развития вулканов в дальнейшем неизбежно приводил к смене механизмов и, следовательно, типов извержений.

Новая глобальная тектоника дает возможность классифицировать разнообразные формы проявления современного вулканизма по их механизму, причем могут быть выделены следующие группы, для которых в этом разделе мы рассмотрим типичные примеры:

1. *Вулканизм океанических рифтовых зон*

Преимущественно толеитовый эффузивный подводный вулканизм срединно-океанических хребтов, а также вулканизм расположенных на них островов, таких, как, например, Исландия или Азорские.

2. *Океанический внутриплитовый вулканизм*

Преимущественно эффузивный толеитовый, до щелочнобазальтового, подводный вулканизм океанических бассейнов (подводные горы, гайоты и т. д.), а также вулканизм островов, удаленных от рифтовых зон, как, например, Гавайи, острова Зеленого Мыса, Кергелен.

3. *Вулканизм зон субдукции и связанных с ними краев «микроплит»*

Смешанный эксплозивно-эффузивный вулканизм от основного до кислого, но преимущественно среднего состава. Примеры: все вулканы западного края Американского и восточного края Азиатского материков, а также прилежащих островных дуг («Тихоокеанский огненный пояс»), вулканы области Средиземного моря.

4. *Материковый рифтовый вулканизм*

Смешанный эксплозивно-эффузивный вулканизм, щелочно-базальтовый с высоким содержанием фонолитовой или трахитовой составляющей¹. При-

¹ Фонолиты и трахиты представляют собой породы среднего состава, часто встречающиеся совместно с базальтами. Первые отличаются повышенным содержанием натрия и содержат, помимо калиевого полевого шпата, богатый натрием фельдшпатоид нефелин, а нередко также щелочной авгит; вторые представляют собой порфировидные, лишенные кварца породы, содержащие в качестве типичного минерального компонента стеклоподобный калиевый полевой шпат санидин. Базальтовые породы, не содержащие оливина, называют тефритами.

меры: вулканы грабенов Восточной Африки, Тибести, гора Камерун.

Вулканизм океанических рифтовых зон

В соответствии с нашими современными представлениями этому типу вулканизма придается первостепенное значение, в чем читатели могли убедиться еще на материале вводных разделов. Однако, для того чтобы это понять, следовало предварительно прийти к выводам о том, что дно океанов — большая часть земной поверхности — обладает совершенно иным строением, чем материка, и состоит из вулканических пород основного состава, вещество которых поднялось из области верхней мантии по охватывающим всю Землю рифтовым зонам океанов. Полоса за полосой присоединялось оно по обеим сторонам рифта к океанической литосфере, отесняясь в стороны и медленно удаляясь от рифтовых зон, чтобы затем, после приблизительно 200 млн. лет существования, погрузиться в зоны субдукции перед краями материков или прилегающими к ним островными дугами и вновь быть ассимилированным мантией Земли. На рис. 16 отражено в виде «карты изохрон» увеличение возраста полос, слагающих литосферу, в северной части Атлантического океана. Числа, поставленные на некоторых из линий, указывают соответствующий возраст дна океана в миллионах лет. Например, участок, обозначенный цифрой 9, образовался в неогене, а числом 81 — в меловом периоде.

Как уже говорилось на стр. 42, расплавы, поступающие в океанические рифтовые зоны, принадлежат, как правило, к тем разновидностям базальтов, которые называются толеитами и застывают на морском дне преимущественно в виде подушечных лав.

В отдельных случаях встречаются также продукты извержений основного состава и дифференциаты с более высоким содержанием кремнекислоты. Изменения основных расплавов бывают обусловлены также воздействием водной среды на горячий лавовый поток и могут привести даже к образованию зеленых сланцев. В соответствии с механизмом тектоники плит следует ожидать, что подушечные лавы подстилаются крутопадающими

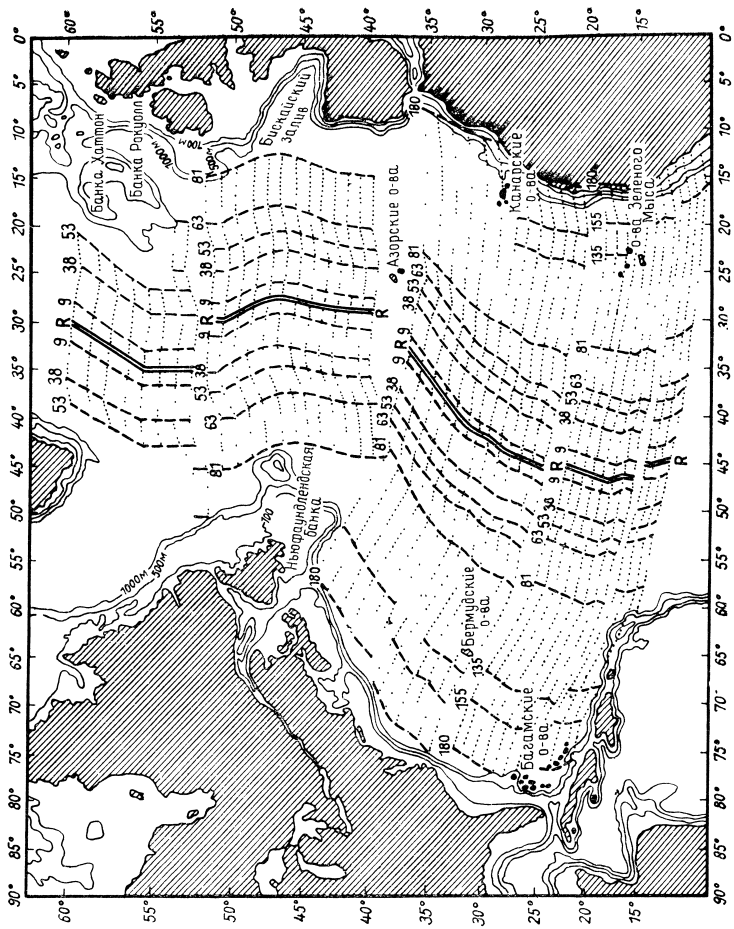


Рис. 16. Карта «изохрон» дна Северной Атлантики. Цифры на прерывистых линиях обозначают возраст (в млн. лет) пород, слагающих дно океана, образованное в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта (R) и расширяющееся в стороны (по Питмену III и Тальвани).

плитообразными телами или системами жил, поскольку совместно с дрейфующей в стороны литосферой перемещаются также структуры, сформированные в подводных зонах. С глубиной, однако, жилы переходят в крупнозернистые габброидные породы (глубинные эквиваленты базальтов) и перидотиты. Ассоциацию этих основных и ультраосновных пород называют *офиолитовой серией* (см. также стр. 223—227).

Несмотря на то что еще Альфред Вегенер в своей, ставшей классической, работе «Происхождение материков и океанов» (1915) указал на резкое отличие свойств океанической литосферы от континентальной, а английский геолог Артур Холмс в 1930-е годы в связи с развивавшейся им теорией конвекции, казалось бы, предвосхитил гипотезу разрастания дна океана, тем не менее все же не хватало доказательств, которые лишь спустя 50 лет после Вегенера и 30 лет после Холмса подтвердили идеи этих гениальных исследователей. Это позволяет понять, почему вплоть до середины 1960-х годов постоянно проявляющийся рифтовый вулканизм океанов привлекал к себе так мало внимания: в первую очередь потому, что он действует преимущественно под мощным водным покровом и его проявления редко бывают заметны.

Океанический рифтовый вулканизм тем не менее не был совершенно неизвестен. С давних пор его можно было наблюдать в тех немногих местах, где срединно-океанические хребты поднимались над уровнем моря, образуя острова. В Исландии, например, этот вулканизм известен с 830 г., когда остров был заселен ирландскими монахами и многие извержения вулканов Исландии были детально изучены и описаны. Однако их значение и связь с океаническим рифтовым вулканизмом не были до конца осознаны. Происходило нечто почти противоположное. В систематике форм вулканических явлений, обычно излагаемой в учебниках, «исландский тип» трактовался, как правило, в качестве исключительного явления. Однако исландский тип представляет собой подлинный океанический рифтовый вулканизм, хотя и протекающей не в подводной, а в наземной форме. Последнее находит отражение в конечном счете в формах застывания продуктов извержений. Тем не менее и в Исландии достаточно часто встречаются формы засты-

вания вулканитов, ничем не отличающиеся от подводных. Причину этого следует искать в том, что в Исландии часть подводных зон погребена под ледовыми щитами. Но если извержения происходят подо льдом, то последний тает, причем в этом случае лавы опять-таки застывают в водной среде — получается как бы исключение из исключения.

Несмотря на все это, Исландия в общем представляет собой выдающийся пример проявления «процесса разрастания дна океана» (sea floor spreading). Как показали повторные геодезические измерения, остров испытывает постоянное расширение, происходящее из веерообразно расходящейся к югу центральной зоны, в пределах которой наиболее активна в настоящее время восточная ветвь шириной около 50 км, где сосредоточены почти все вулканы, действовавшие с доисторической эпохи вплоть до современной. Обе половины острова в буквальном смысле раздвигаются в стороны от этой зоны, одна половина вместе с Евразийской плитой — к востоку, другая вместе с Северо-Американской — к западу (рис. 17). Общее разрастание коры — ширина острова! — составляет около 400 км и продолжалось, согласно расчетам, 14—15 млн. лет. Таков, следовательно, возраст наиболее древних базальтовых лав, залегающих на восточной и западной оконечностях острова. Однако было бы неверным делать из этого вывод о равномерной годичной «величине разрастания», которая в этом случае составила бы только 3 см, поскольку растяжение, вероятнее всего, происходило неравномерно во времени и в пространстве. Так, геодезические измерения показали, что в настоящее время южная часть Исландии расширяется в 3—4 раза быстрее северной. Базальтовые лавы с возрастом менее 3 млн. лет занимают на юге Исландии полосу шириной 250 км, а на севере острова — лишь 140 км, в то время как в подводной части Срединно-Атлантического хребта севернее Исландии — 60 км. С этим видимым веерообразным расширением острова согласуется частота извержений в историческую эпоху, а также более значительная геотермальная активность его южной части. Эту модель расширения коры с учетом изменений размеров последней в пространстве и времени можно приложить также к океаническому дну, скрытому под покровом воды, причем Исландия

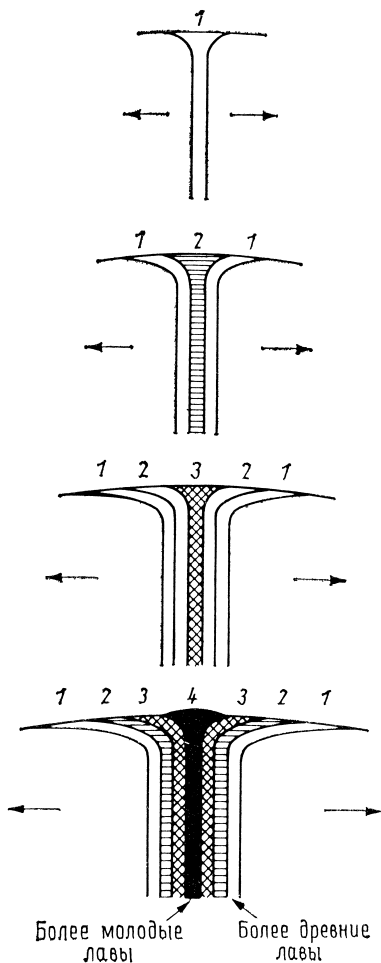


Рис. 17. Схематическое изображение бокового роста острова Исландия, расположенного на Срединно-Атлантическом хребте. В то время как в центральную вулканически активную зону в современную эпоху поступают по трещинам лавы основного состава, продукты более древнего вулканизма оттесняются в стороны (по Прессу и Сиверу).

дия оказывается в полном смысле слова неповторимым объектом для изучения физического механизма расхождения краев плит. По эруптивным трещинам в активную центральную зону внедряются основные магмы, распространяются на большие территории в виде отдельных потоков легкоподвижной базальтовой лавы или площадных излияний базальтов и с затуханием вулканической деятельности закупоривают подводящие трещины.

После более или менее продолжительного периода покоя параллельно старым трещинам могут раскрыться новые, из которых на окружающий ландшафт вновь изливается легкоподвижная лава. Прежние подводящие зоны при этом «запечатываются», обычно не оставляя после себя никаких внешних признаков.

Извержения исландского типа нередко начинаются с того, что вдоль раскрывшейся трещины из небольших кратеров начинают бить лавовые фонтаны, воздвигая невысокие конусы из шлаков и пепла. Однако вскоре эруптивная деятельность большинства кратеров начинает ослабевать, ограничиваясь лишь немногими или — как, например, при извержении вулкана Хеймаэй в 1973 г., описанном во введении, — одним кратером, из которого затем начинается истечение лавы.

В Исландии типичные трещинные извержения в историческое время происходили преимущественно в двух областях. Одна из них — трещинная система Блафьялль-Лейрхнук на севере Исландии была особенно активной в 1724—1729 гг. В зоне протяженностью около 35 км после сильных землетрясений раскрывались многочисленные параллельные трещины длиной от 1 до 2 км. Некоторые из них, достигающие в глубину почти 200 м, оставались неактивными, в то время как из других начинались интенсивные извержения лав, сопровождаемые выбросами пеплов, бомб и лапиллей. Затем в области трещинной системы Блафьялль-Лейрхнук, по-видимому, господствовало затишье. В недавнее время эту область начали исследовать глубокими скважинами с целью использования глубинного тепла Земли для строившейся электростанции. Тем более неприятным сюрпризом оказалось возобновление деятельности вулкана Лейрхнукур 20 декабря 1975 г. после довольно продолжительной серии подземных толчков. Хотя извержение продолжалось всего один день и изливались лишь небольшие лавовые потоки, стало ясно, что сооружение электростанций в подобных областях рискованно. Общий объем лавы, излившейся из трещинной системы Блафьялль-Лейрхнук, составил около 0,3 км³. Хотя это количество и существенно, оно тем не менее невелико по сравнению с объемом лавы, извергнутой во время другого, более значительного трещинного извержения в Исландии — в области трещины Лаки.

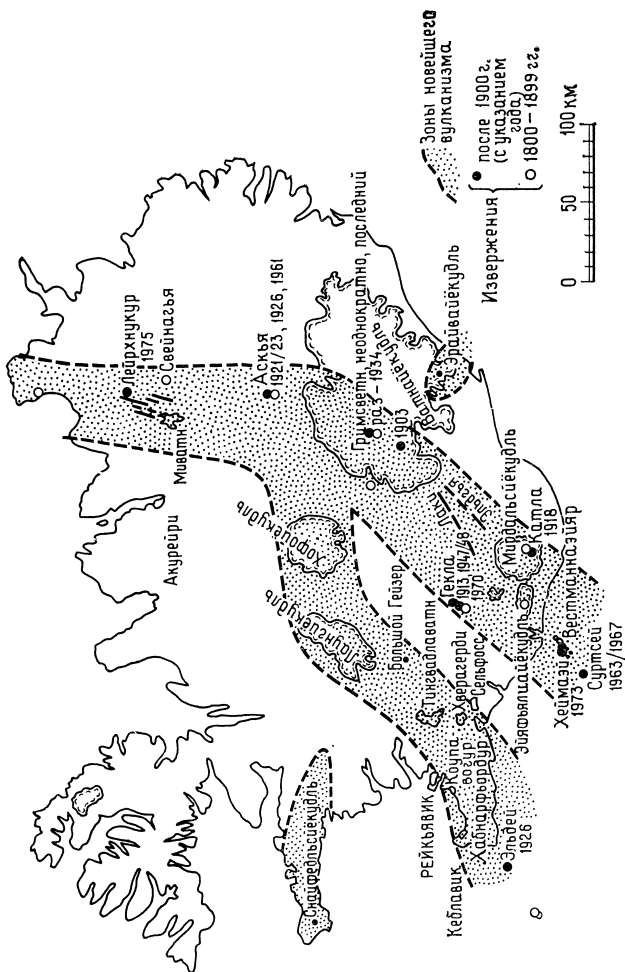


Рис. 18. Распространение активных вулканов в Исландии и даты их извержений начиная с 1900 г. Современный вулканизм связан с пересекающей остров центральной зоной, соответствующей «оси спрединга» Срединно-Атлантического хребта (по Шварцбаху).

Трещина Лаки протягивается в южной части Исландии от ледника Ватнайёкудль («йёкудль» — ледник) — самого крупного массива материкового льда в островном государстве — в виде разрыва юго-западного простираения на расстояние свыше 25 км через почти лишенную растительности пустыню, сложенную вулканическими лавами и пеплами. В 1783 г. после сильных землетрясений, продолжавшихся 8 дней, там произошло вулканическое извержение, масштабы которого трудно представить. Оно началось серией мощных взрывов, в ходе которых были выброшены огромные массы пепла. Они распространились в виде темных туч на большой площади и даже нанесли ущерб полям Шотландии и Норвегии. 11 июня началось истечение лавы одновременно из 22 отверстий. Устремившись в южном направлении, лава достигла ущелья реки Скафтау глубиной от 120 до 180 м, полностью заполнила его на протяжении 80 км и, переливаясь через его края, распространилась в смежные районы на расстояние 25 км. Средняя мощность лавового потока составила свыше 30 м, многократно возрастая в долине. Между тем извержение лавы продолжалось с неудержимой силой. Часть лавового потока, наступавшая в южном направлении, 3 августа достигла долины Хвервисфльоут и на протяжении 60 км полностью заполнила ее, как долину Скафтау, так же переливаясь через ее края и затопляя окружающую местность. Лавы, излившиеся во время этого извержения по трещине Лаки, покрыли в итоге территорию площадью 565 км², их общий объем оценивается более чем в 12 км³. Однако гораздо худшим оказалось воздействие сопутствующих извержению и последующих явлений. Реки оказались запруженными скоплениями лав. Вследствие подъема уровня воды и прежде всего в результате чрезмерно возросшего притока вод, обусловленного таянием ледника, вызванным извержением, значительные территории Исландии были затоплены. Несмотря на очень слабую ее заселенность, перекатывающимися массами воды и грязи были разрушены многочисленные хутора, пашни и леса и уничтожено поголовье скота еще до того, как их достигла и погребла под собой раскаленная лава. Пеплопад, охвативший весь остров, полностью или частично засыпал все пастбища. Животные стали болеть, так как вместе с травой

попадали многочисленные остроугольные частицы природного стекла, что приводило к повреждениям внутренних органов. К тому же летом 1783 г. над страной навис «голубой туман», содержащий, по-видимому, большое количество сернистых газов, препятствовавших росту травы. За этим последовали голод и болезни, собиравшие свою дань с животных и людей. Итоги этого извержения были для Исландии опустошительными. поголовье скота, особенно в течение следующей зимы, катастрофически сократилось. Погибло свыше 10 000 голов крупного рогатого скота (50% общего поголовья), 27 000 лошадей (76%) и 187 000 овец (79%). Голод и болезни сократили численность населения Исландии к 1786 г. от почти 49 000 до 38 500, т. е. более чем на одну пятую. Это была крупнейшая за всю историю Исландии национальная катастрофа. Близких размеров достигло, по-видимому, и упомянутое выше извержение из трещины Эльдгья, юго-западнее трещины Лаки, в раннюю эпоху заселения острова. Количество извергнутой в то время лавы (между 930 и 950 гг.) оценивается в 9 км³, лишь немного уступая извержению Лаки.

Наиболее известным из вулканов Исландии является Гекла — хребет протяженностью около 27 км и шириной 5 км, возвышающийся на 1491 м, расчлененный по продольной оси и усеянный кратерами. Хотя Гекла также следует отнести к типу трещинных вулканов, она отличается от них по механизму извержений, обнаруживая определенное сходство со стратовулканами. Эксплозивные извержения с выбросами пепла и излияния лавы сменяли здесь друг друга. Кроме того, это, пожалуй, самый постояннодействующий из вулканов Исландии. Начиная с первого документально подтвержденного извержения 1104 г. и до извержения 1970 г. здесь установлено 21 крупное извержение; они разделены периодами покоя продолжительностью от 6 до 102 лет. Пепловые выбросы вулкана Гекла временами причиняли значительный ущерб. Так, пепел, выброшенный во время большого извержения 1300 г., отчетливо выделяется в разрезах почв Исландии.

Особое положение занимают вулканы Катла и Гримсвотн на юге Исландии. Оба вулкана погребены под гигантскими ледяными щитами, первый — под ледником Мирдальсйёкудль, второй — под Ватнайёкудль. Их

«подледные» извержения, постоянно сопровождающиеся таянием льда, освобождают огромные массы воды. При более мелких извержениях лед лишь частично вытает в основании ледника, что приводит к обрушениям его кровли, нередко обширным. Однако при определенных обстоятельствах крупные извержения могут охватить всю ледяную шапку. Образующееся при этом озеро, вначале огражденное еще сохраняющимися краевыми ледовыми барьерами, в конце концов прорывает сдерживающую его ледовую плотину. Гигантские потоки воды, смешанной с рыхлым вулканическим материалом, песком, илом и глыбами льда, изливаются тогда на окружающую местность, опустошая все вокруг. Размах этих «*йёкудльхлауп*» (ледниковых рек) трудно вообразить. Так, во время извержений вулкана Гримсвотн в 1934 и 1938 гг. ледник Ватнайёкудль в течение целой недели освобождал около 50 000 м³ воды в секунду. Опустошающее воздействие таких масс воды можно оценить, если вспомнить, что Амазонка, самый водообильный поток Земли, несет в Атлантический океан «всего лишь» около 10 000 м³ воды в секунду. В ледниковый период, когда Исландия была полностью перекрыта мощным ледовым щитом, извержения такого рода обладали, по-видимому, гораздо большим размахом. Продукты последних извержений совершенно подобны подводно-морским. Это относится, в частности, к образованию гиалокластитов.

В качестве довода против механизма разрастания дна океана неоднократно приводились данные о том, что на океанических островах Срединно-Атлантического хребта, в частности в Исландии, в заметных количествах встречаются породы андезитового и даже риолитового состава. Однако вряд ли можно сомневаться в том, что они являются продуктами дифференциации толеитовой магмы. Действительно, было отмечено, что продукты вулканизма в Исландии содержат тем больше кремнекислоты, чем продолжительнее периоды покоя между извержениями вулканов, иными словами, чем больше у вулканических очагов времени или возможностей для дифференциации.

Все остальные острова, расположенные на срединно-океанических хребтах, также имеют, подобно Исландии, вулканическую природу и состоят из застывших базаль-

товых лав. В Атлантическом океане таковы расположенный севернее Исландии небольшой остров Ян-Майен, а южнее Исландии — Азорские острова, Сан-Паулу, остров Вознесения, острова Тристан-да-Кунья, Гоф и Буве. Однако и в других океанах некоторые вершины хребтов возвышаются над их поверхностью. К наиболее известным из них принадлежит остров Пасхи в Восточно-Тихоокеанском хребте, знаменитый своими гигантскими загадочными изваяниями, выполненными из вулканической породы.

Не все из этих островов обнаруживают столь частую вулканическую активность, как Исландия, что может быть связано с их меньшими размерами. В историческую эпоху извержения неоднократно происходили на Азорских островах. О том, что вулканы этих островов неисчислимы, свидетельствует несколько примеров, в том числе и относящихся к недавнему прошлому. Так, считалось, что вулкан Беренберг на необитаемом острове Ян-Майен, расположенном севернее Полярного круга, в течение сотен, а может быть и тысячи, лет находился в состоянии покоя. Сообщения китобоев, согласно которым в 1732 и 1818 гг. на южной его стороне наблюдалась вулканическая деятельность, неоднократно ставились под сомнение. Однако ранним утром 20 сентября 1970 г. вулкан Беренберг совершенно неожиданно возобновил свою деятельность. Из трещины протяженностью 5—6 км на высоту до 10 км поднялось облако дыма и водяного пара. Через 2 дня эксплозивная деятельность ослабела, сменившись излияниями больших количеств базальтовой лавы, в результате которых к острову была присоединена береговая платформа длиной около 3500 м и шириной 500 м.

Другой пример представляет небольшой населенный остров Тристан-да-Кунья в Южной Атлантике. Островной вулкан считался потухшим. Однако, после того как в августе 1961 г. остров подвергся серии землетрясений, с начала октября вулкан неожиданно вновь стал действовать. Началось сильное извержение пепла и лавы, и вскоре лавовый поток достиг первых домов небольшого селения. 262 жителя, спешно бросив все имущество, эвакуировались. В результате возобновившейся вулканической активности, продолжавшейся до 1962 г., не только вырос новый вулканический конус высотой 150 м,

но и сам остров увеличил длину на 1 км и ширину — на 400 м.

Все эти впечатляющие вулканические явления, происходившие в Исландии и на Азорских островах или проявившиеся совершенно неожиданно на островах Ян-Майен и Тристан-да-Кунья, в конечном счете отражают крайне незначительную часть тех, которые протекают в областях *срединно-океанических* хребтов под мощным водным покровом. Случается также, хотя и относительно редко, что извержения происходят в мелководных морских областях, под которыми следует понимать глубины в первые сотни метров, причем количество продуктов извержений столь велико, что над уровнем моря вырастают новые острова, как, например, Суртсэй у южного побережья Исландии или Илха-Нова близ острова Фаял в группе Азорских островов. В других случаях подводные извержения становились заметными благодаря мощным водяным столбам, выбрасываемым на большую высоту при эксплозиях, или же (как это неоднократно наблюдалось с самолетов или кораблей) благодаря внезапному появлению резко очерченных и окрашенных пятен (большей частью желтоватых) на водной поверхности, в связи с которыми одновременно ощущался запах серы.

Океанический внутриплитовый вулканизм

Океанический вулканизм не ограничен только рифтовыми зонами, но широко распространен и в пределах океанических частей литосферных плит. Здесь он особенно заметен в тех местах, где продукты вулканических извержений нагромождаются в таких количествах, что выходят из-под уровня моря, образуя отдельные острова или целые их группы — архипелаги. К рассматриваемой категории принадлежат, впрочем, лишь те острова, которые могут быть однозначно связаны с океанической литосферой; все те, которые в составе «островных дуг» примыкают к краям материков, должны быть исключены. Они будут рассматриваться в следующем разделе.

Наиболее изученным примером среди многочисленных групп островов центральной части Тихого океана может служить цепь Гавайских островов. Они заслу-

живают самого пристального внимания, поскольку наиболее ярко отражают особенности океанического внутриплитового вулканизма. Однако и в других океанах в стороне от рифтовых систем имеется достаточно много действующих или считающихся потухшими островов-вулканов. В Атлантическом океане — это Канарские острова и острова Зеленого Мыса, в Индийском — Реюньон и Кергелен.

Несмотря на то что над поверхностью вод Мирового океана возвышается множество вулканических островов, фактические масштабы океанического внутриплитового вулканизма остаются завуалированными, поскольку гораздо большее число вулканических сооружений в океане скрыто под водой и образует подводные купола (так называемые *seamounts* — подводные горы), среди которых лишь небольшая часть проявляла вулканическую активность в современную эпоху. Значительное их большинство рассматривается как «потухшие». Действительное же число нельзя определить даже приблизительно. Попытка такой оценки была предпринята в 1963 г. Менардом и Лэддом. Приняв ни на чем не основанное допущение о равномерном распределении подводных гор в океанах, они определили путем экстраполяции измерений, полученных на опытной площади, покрытой многочисленными линиями промеров глубины, что число подводных гор высотой более 1000 м для всего Тихого океана составляет 10 000, а для всех океанов Земли — около 20 000. Нельзя, однако, не заметить, что оценки такого рода очень ненадежны. Часть островов и подводных гор представляют собой, по-видимому, отдельные купола, другие образуют протяженные цепи. Подводящими путями здесь также служат системы трещин, пересекающие дно океана в различных направлениях, но главным образом перпендикулярно к срединно-океаническим хребтам, рифтовые системы которых большей частью смещаются соответствующими нарушениями.

Как уже отмечалось выше, лавы, извергнутые в процессе океанического рифтового вулканизма, принадлежат, за исключением небольшого количества продуктов дифференциации, преимущественно к «первоначальному» (толеитовому) типу. Химический состав продуктов океанического внутриплитового вулканизма, напротив,

более разнообразен. Исследования пород вулканических островов показали, что с удалением последних от срединно-океанических хребтов относительное количество лав, «недосыщенных» кремнекислотой, т. е. базальтовых и даже щелочнобазальтовых, все возрастает. Впрочем, это кажущееся правило опровергается встречающимися то тут, то там кислыми, средними и ультраосновными породами. Удовлетворительного объяснения обеднения кремнекислотой до сих пор не существует. Обычно его принимают за следствие возрастания по направлению к материкам мощности литосферы и уменьшения в связи с этим геотермического градиента, что обуславливает увеличение глубин зарождения магмы. Фактически же, если мы включаем в рассмотрение фундамент океанических островов, картина получается более сложной. Прежде чем вернуться к этому вопросу, обратимся к группе Гавайских островов.

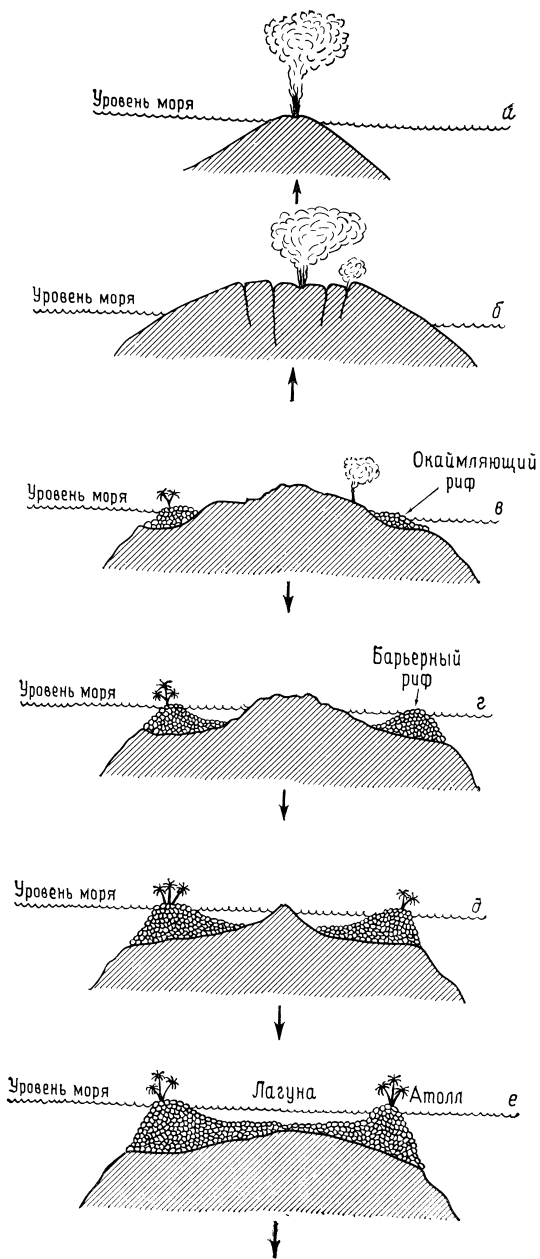
Гавайские острова, открытые английским мореплавателем Джеймсом Куком в 1778 г. и названные им Сандвичевыми, протягиваются через центральную часть Тихого океана в виде цепи вулканических островов протяженностью почти 2500 км. В юго-восточной части они состоят из 8 более крупных «главных островов», начиная с Гавайи, самого большого по площади и одновременно единственного острова с еще действующими вулканами. К северо-западу от него следуют Мауи, Кахулави, Ланан, Молокаи, Оаху со столицей Гонолулу, Кауаи и Ниихау. Далее к северо-западу к ним присоединяются еще более мелкие и невысокие острова, банки и рифы: Каула, Ниhoa, Некер, Френч-Фригит-Шол и Гарднер. На карте Тихого океана острова выглядят мельчайшими точками. Тем не менее это лишь вершины длинного ряда вулканических гор, мощные невидимые основания которых расположены на дне в области глубин, превышающих 5000 м. С другой стороны, отмечается, что главный остров Гавайи возвышается вершиной вулкана Мауна-Кеа на 4205 м над уровнем моря и оказывается огромным горным массивом, по объему и высоте превышающим «короля гор» — Джомолунгму (8848 м).

Примечательно, что острова Гавайской цепи по направлению к северо-западу становятся не только меньше по размеру, но и древнее. Из этого можно заклю-

чить, что вулканическая деятельность началась на северо-западе и со временем перемещалась к юго-востоку. Развитие Гавайских островов протекало, по-видимому, в следующей последовательности: вдоль системы расколов глубокого заложения, пронизывающих океаническую литосферу, предположительно в местах их пересечения поперечными разломами, на дно океана изливались поднимающиеся из астеносферы базальтовые расплавы и постепенно накапливались, образуя мощные щитовидные вулканические сооружения с пологими углами наклона, которые мало-помалу вырастали над уровнем моря. Там, однако, они попадали в зону прибоя и других агентов эрозии. Благодаря перемещению вулканической активности к юго-востоку поступление материала на более древние острова прекратилось, и они в конце концов оказались под действием только сил разрушения. Вместе с тем мощные накопления продуктов вулканизма представляли собой значительную нагрузку на морское дно, в результате чего происходило постепенное изостатическое выравнивание, связанное с медленным погружением, иными словами, прежние острова постепенно превращались в подводные горы или, если вершины куполов были срезаны прибоем, в подводные столовые горы, так называемые гайоты¹. Все стадии подобного хода развития можно наблюдать вдоль цепи Гавайских островов, двигаясь с юго-востока на северо-запад.

Одновременно с эрозионным разрушением и погружением океанских вулканических построек происходит развитие иного рода. Задолго до того, как остров достигнет конечной стадии своего существования, по его краям в неглубоких, теплых и хорошо освещенных водах поселяются кораллы и начинают сооружать известковые рифы, которые вначале примыкают к берегам в качестве *окаймляющих рифов*. Это состояние хорошо выражено на острове Оаху. В следующую фазу, если погружение вулканического острова компенсируется дальнейшим разрастанием коралловых рифовых построек, окаймляющий риф отделяется от остаточного ост-

¹ Названы по имени американского геолога швейцарского происхождения Гюйо. Само собой разумеется, не всякая подводная гора проходила стадию острова, но предположительно все гайоты.



рова лагуной и превращается в *барьерный риф*. После того как остаток вулканического острова наконец полностью исчезнет под водой, на поверхности остаются лишь продолжающие разрастаться коралловые рифы, окружающие лагуну в виде кольцеобразного *атолла* (рис. 19). Например, острова, лежащие на северо-западном продолжении собственно Гавайской цепи, такие, как Мидуэй или Оушен, полностью сложены известковыми коралловыми рифами, «насаженными» на погруженные вулканические постройки. На острове Френч-Фригит-Шол среди известковых рифов возвышается лишь крошечная вершина, сложенная вулканической породой. Некер и Нихоа представляют собой более значительные вулканические останцы. Таким образом, размеры островов к юго-востоку все более возрастают, достигая максимума на острове Гавайи, площадь которого ($\sim 10\,500\text{ км}^2$) почти вдвое превышает суммарную площадь всей группы островов (рис. 20). Этот главный остров состоит из пяти спаянных вместе крупных щитовых вулканов, два из которых, Мауна-Лоа и Килауэа, еще действуют и даже принадлежат к числу активнейших на Земле, в то время как из третьего, Хуалалаи, еще в 1800—1801 гг. изливался лавовый поток, после чего признаков вулканической активности больше не отмечалось. С изложенным ходом развития согласуются также данные физических определений возраста по пробам базальтов. Так, для острова Мидуэй был определен возраст около 18 млн. лет, для Френч-Фригит-Шол — 12, Некер — 10, Нихоа — 7. Однако эти данные

Рис. 19. Стадии развития вулканических островов Тихого океана: *а* — подводный морской вулкан начинает выходить из-под уровня моря. Вследствие поступления воды в подводящую зону преобладает взрывная (фреатическая) форма вулканизма; *б* — рост вулканического острова. При затрудненном доступе воды в подводящий канал происходят извержения лавы. Возникновение куполовидного вулкана; *в* — обширное лавовое сооружение начинает опускаться — вследствие вулканической деятельности. Наступает эрозия, возникают трещины. По краям острова образуются окаймляющие рифы из коралловых построек; *г* — при продолжающемся погружении и эрозии происходит образование барьерного рифа; *д* — начало образования атолла. В лагуне сохраняется лишь остаток прежнего вулканического острова; *е* — стадия атолла. Вулканический остров глубоко погружен и покрыт разросшимися коралловыми рифами, окружающими кольцом лагуну.

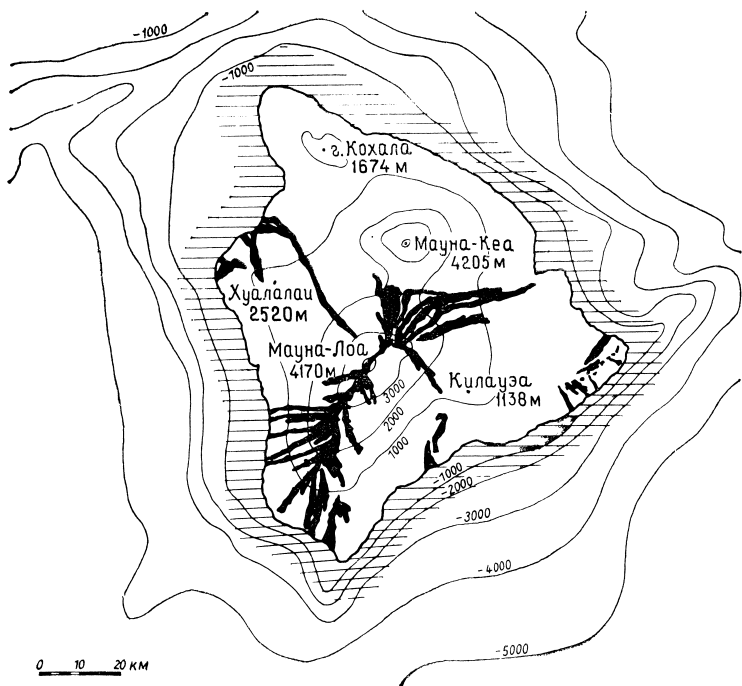


Рис. 20. Гавайи, крупнейший из Гавайских островов, состоит из пяти мощных сросшихся друг с другом лавовых куполов. Они поднимаются со дна Тихого океана, с глубины 5000 м; два из них, Мауна-Кеа и Мауна-Лоа, возвышаются более чем на 4000 м над уровнем океана. На схеме показаны лавовые потоки, излившиеся между 1800 и 1955 гг. (по Булларду).

относятся лишь к верхним частям соответствующих вулканических построек, в то время как их основания и дно океана имеют более древний возраст.

Тот факт, что активные вулканы встречаются у юго-восточного окончания Гавайской цепи, а к северо-западу следуют потухшие или сильно эродированные островные вулканы, требует объяснения. Он поразил еще американского геолога Дэна во время исследовательской экспедиции 1838—1842 гг. Дэна выдвинул предположение о том, что центр активного вулканизма перемещался («мигрировал») в юго-восточном направлении. Эти

взгляды поддерживаются и в настоящее время некоторыми геологами, не разделяющими представлений новой глобальной тектоники, однако причины такого перемещения вряд ли могут быть удовлетворительно объяснены.

Не меньшую проблему представляет это явление и в рамках новой глобальной тектоники, особенно в свете идей о разрастании («спрединге») океанического дна, с учетом которых для Гавайских островов «осью спрединга» должен являться Восточно-Тихоокеанский хребет. Так, предполагается, что острова или подводные горы Тихого океана образовались на этом хребте, постепенно удаляясь от него вместе с разрастающимся дном океана. Хотя это и можно допустить для части островов Тихого океана, но только не для Гавайских или аналогичных им островных групп. Противоречие заключается не только в относительно молодом возрасте островов при значительном удалении их от Восточно-Тихоокеанского хребта, но и в существовании современной вулканической активности на главном острове. Канадский геолог Уилсон попытался связать «миграцию» вулканизма на Гавайях с разрастанием дна океана иным образом, предположив существование под перемещающейся океанической литосферой неподвижной «горячей точки» (hot spot) в верхней мантии и рассматривая ее как источник вулканизма, над которым медленно проскальзывает литосфера. В качестве причины возникновения «горячей точки» Морган постулирует существование «перистого конвекционного потока» (convection plume), подобного оперению потока горячего вещества, поднимающегося из нижней мантии, распространяющегося во все стороны и попадающего в астеносферу. В настоящее время эта теория принимается рядом исследователей, хотя и существуют различные мнения в отношении того, насколько в действительности «конвекционные потоки» и обусловленные ими «горячие точки» являются стационарными. Для группы Гавайских островов главный остров можно считать расположенным над такой «горячей точкой», в то время как другие острова уже «проскользнули» над ней вместе с разрастающимся дном океана. Если проэкстраполировать это представление на далекое геологическое будущее, то при дальнейшем разрастании дна океана вулканизм на острове Га-

ваий когда-нибудь прекратится, а к юго-востоку от него со дна океана поднимется новый вулканический остров. При всех этих, несомненно, интересных рассуждениях не следует забывать, что они имеют пока чисто теоретический характер, хотя и подкрепляются некоторыми данными, особенно геофизическими.

Наглядным примером океанического внутриплитового вулканизма может служить характер извержений огромных гавайских щитовых вулканов Мауна-Лоа и Килауэа. Предвестниками извержений здесь служат, как правило, серии подземных толчков. Собственно извержения заключаются в относительно «спокойном» излиянии базальтовой лавы из кратеров или чаще всего из раскрывшихся трещин. Как и в процессах океанического рифтового вулканизма, лава здесь жидкая, подвижная, легко отдающая содержащиеся в ней газы. Однако эксплозивная деятельность, временами сопровождающая извержения этих вулканов, играет лишь подчиненную роль; это с очевидностью вытекает из того, что рыхлый вулканический материал слагает менее 5% острова Гавайи. Извержения, как правило, начинаются с того, что лава, изливающаяся из раскрывшихся трещин, вследствие внезапной разгрузки давления вспенивается и содержащиеся в ней газы расширяются настолько, что, захватывая разбрызганную лаву, образуют многочисленные лавовые фонтаны, которые могут, соединяясь, создавать настоящие «огненные завесы». За ними изливаются вниз по склону лавовые потоки больших или меньших размеров, и после их застывания мощные лавовые щиты увеличивают свой объем на некоторую величину. Нередко извержения длятся в течение целых дней и даже месяцев, и, хотя лавовые потоки могут причинять материальный ущерб, угрожать селениям и сельскохозяйственным угодьям, а иногда и уничтожать их, жертвы среди людей случаются очень редко, так как они обращаются в бегство перед приближающимися потоками лавы. На острове Гавайи с помощью сейсмического и геодезического контроля можно даже предвидеть приближение извержений, а в отдельных случаях и ликвидировать угрожающие ситуации, отводя лавовые потоки (см. стр. 300—301). Если раскаленные потоки достигают моря, то под воздействием образующегося водяного пара лава дробится путем взрывов до

состояния мельчайшего пепла, или черного «песка», покрывающего побережье далеко вокруг. Частые извержения вулканов Гавайи в историческую эпоху привели к относительно быстрому накоплению продуктов вулканизма, поэтому в интервалы времени между следующими друг за другом излияниями лавовых потоков вряд ли могла образоваться почва. Почвообразование могло происходить лишь в периоды длительного затишья между извержениями или же после затухания вулканической деятельности.

Самый крупный из действующих вулканов Гавайи— Мауна-Лоа — представляет собой мощный лавовый щит высотой до 4170 м, достигающий приблизительно 90 км в длину и 50 км в ширину и сложенный бесчисленными лавовыми потоками мощностью большей частью всего в несколько метров. Его склоны ввиду огромной протяженности исключительно пологие и остаются такими же и ниже уровня моря. Он может считаться, следовательно, крупнейшей из одиночных гор Земли. Его продольная ось простирается с юго-запада на северо-восток, т. е. перпендикулярно главной оси Гавайской цепи; это подтверждает высказанное выше предположение о том, что центры извержений приурочены к местам пересечения главных систем трещин поперечными разломами дна океана. На вершине Мауна-Лоа расположена обширная котловина обрушения — кальдера, называемая Мокуавеовео, периметр и глубина которой неоднократно изменялись, первый — вследствие обвалов, вторая — в результате погружения и заполнения лавой. Однако кальдера Мокуавеовео — лишь центральная часть трещинной системы, рассекающей щитовой вулкан вдоль его продольной оси. В 1859 г. произошло одно из самых обширных извержений лавы, уступающее лишь крупному извержению 1950 г. Оно длилось более 10 месяцев. Лавовый поток, стекающий в северо-западном направлении, пройдя свыше 50 км, достиг побережья и продолжал течь под поверхностью моря на расстояние, оставшееся неизвестным. В 1881 г. не менее значительный лавовый поток, излившийся в северной части трещинной системы, прошел расстояние 46 км в северо-восточном направлении, угрожая городу Хило, но, к счастью, остановился на его окраине. Уже упоминавшееся извержение 1950 г. сопровождалось истечением

особенно большого объема лавы, возможно самого значительного из всех, отмеченных в историческую эпоху. Объем лавы, извергнутой из юго-западной части трещинной системы и разрушившей при движении в западном направлении к морю селение Хокена, был оценен в 450 млн. м³. Мауна-Лоа принадлежит к числу наиболее часто действующих вулканов Земли. Начиная с первого описанного землетрясения 1832 г. он проявлял активность в среднем через каждые 3,5 года, хотя и с перерывами разной продолжительности, причем длительность отдельных извержений была различной, от нескольких дней до года и более.

Если Мауна-Лоа — самый значительный из гавайских вулканов, то припаянный к его юго-восточному склону Килауэа — самый известный. Хотя высотой своей вершины (1138 м) и размерами последний существенно уступает Мауна-Лоа, он все же принадлежит к числу наиболее значительных щитовых вулканов. Его вершина также обладает обширной кальдерой, а на флангах располагаются две активные трещинные зоны, простирающие почти параллельно аналогичным зонам Мауна-Лоа. Однако примечательной особенностью Килауэа является возникновение время от времени в кратероподобном углублении внутри кальдеры, называемом Халемаумау, озера жидкой лавы. Это редкое явление, по-видимому, сыграло свою роль в выборе места расположения Гавайской вулканологической обсерватории, организованной в 1912 г. на краю кальдеры Килауэа, результаты наблюдений и исследований которой существенно обогатили вулканологию, так же как и основание Гавайского национального парка, охватывающего районы кратеров Килауэа и Мауна-Лоа.

В течение столетия — вплоть до 1924 г. — лавовое озеро Халемаумау представляло собой одно из наиболее внушительных вулканических зрелищ. Лава в озере поднималась и опускалась подобно столбику ртути в термометре. Временами она полностью исчезала, а в другие периоды, переливаясь через край кратера, могла затоплять части кальдеры. Застыванию лавы здесь препятствует конвективная циркуляция, связанная с каналами, по которым происходят подъем и погружение лавы. Путешественник-исследователь Маркузе, посетивший лавовое озеро Халемаумау в 1892 г., сообщал:

«Зрелище, доставляемое пламенеющими в глубинах озера массаами лавы, не поддается описанию. Приблизительно на 85 м ниже нас лежало огненно-жидкое озеро. Расплавленная лава двигалась к берегам подобно волнам на воде; затем внезапно возникало мощное течение, направленное к центру, и из двух каналов, связанных, по-видимому, с земными недрами, выбрасывалась пылающая лава в виде фонтанов высотой 12—15 м. Одновременно били многочисленные более мелкие фонтаны. Слышался шум, подобный морскому прибою. Раскаленная лава имела ярко-красную окраску, клубящиеся над ней облака дыма и пара — синюю. Зрелище менялось каждую минуту...» Вид огненного озера становился бесконечно более величественным с наступлением ночи. «Окраска раскаленной лавы из красной переходила в золотисто-желтую, огненные фонтаны били выше, поверхность озера становилась более беспокойной. Дым над отверстием кратера стал красноватым... В нескольких шагах от нас стояли туземцы, коричневый цвет кожи которых в огненных отсветах кратера казался еще темней. Внезапно старейший из них начал молиться и бросать в кратер жертвоприношения — освященные ягоды и живых кур. Это торжество сопровождалось монотонным пением...» Жертвоприношения связаны с особыми верованиями местных жителей. Они были предназначены гавайской богине вулканов — госпоже Пеле, обиталищем которой считался «дом вечного огня» (Халемаумау) и которая являлась им перед извержениями в облике старой женщины. Ее именем были названы развеваемые ветром нити застывшей лавы — упоминавшиеся выше «волосы Пеле».

Извержения Мауна-Лоа, как и Килауэа, происходят частично в виде извержений центрального типа в кратере, а частично в виде трещинных извержений на флангах. К более редким случаям относятся фреатические извержения эксплозивного типа, имевшие место, например, в 1790 и 1924 гг. Существенную роль при этом играет проникновение подземных вод в зону горячей магмы. Извержению 1924 г. предшествовало исчезновение лавового озера в кратере Халемаумау и обрушение стенок последнего, вызвавшее мощные пылевые лавины. Пульсирующие выбросы облаков пара достигли максимума во время мощной эксплозии 18 мая, когда столб

пара поднялся на высоту 6,5 км, захватив большие массы рыхлого материала. На значительной площади были разбросаны крупные глыбы лавы массой до 8 т. Выделение облаков пара продолжалось 16 суток; поперечник кратера Халемаумау был расширен при этом от почти 600 м до более 1000 м. Это извержение явилось поворотным пунктом в вулканической деятельности Килауэа. Если за предшествующие 125 лет вулкан действовал приблизительно в течение 73% этого времени, то после описываемого извержения активность его уменьшилась, составив около 3%. С 1924 по 1967 г. было отмечено 14 извержений продолжительностью от 2 до 136 суток. На стр. 287—289 мы еще рассмотрим особые явления деформации, наблюдение которых имеет значение для предсказания извержений.

В начале этого раздела указывалось, что в процессе океанического внутриплитового вулканизма химические особенности лав, слагающих вулканические острова, изменяются с удалением от срединно-океанических хребтов, становясь все более щелочнобазальтовыми; эта картина значительно усложняется, если принять во внимание расположенный глубже фундамент. Исследования островов, проведенные в различных океанах и в особенности на Гавайях, свидетельствуют, по-видимому, об их циклическом развитии. Первой фазой образования островов в изученных случаях служили извержения огромных масс толентовых или слабощелочных лав и сооружение мощных, преимущественно подводных лавовых щитов. В эту первую вулканическую фазу образуется 90% общего объема острова; она завершается эрозионной стадией. Во вторую фазу извергаются более или менее высокощелочные, недосыщенные кремнекислотой лавы с заметным содержанием воды. Их объем существенно меньше, извержения происходят медленно и в течение более длительных промежутков времени. Далее вновь следует эрозионная стадия. В различных случаях может устанавливаться также третья вулканическая фаза, характеризующаяся поступлением в еще меньших количествах крайне недосыщенных кремнекислотой расплавов в форме базанитов, нефелинитов или даже перидотитов. Возрастание со временем щелочности или недосыщенности кремнекислотой объясняется перемещением области частичного плавления во все более глу-

бокие части верхней мантии, возможно даже обладающие иным составом.

Цепи вулканических островов, аналогичные тихоокеанским, известны и в других океанах; при этом следует принимать во внимание не только видимые на поверхности океана острова, но и те подводные горы или хребты, на которых они «сидят». В Атлантическом океане это относится, например, к ряду: подводный Китовый хребет — Тристан-да-Кунья — подводная гора Келвин, а также к рядам островов Канарских и Зеленого Мыса, расположенным не столь закономерно.

Бросающееся в глаза различие между ярко выраженными внутриплитовыми островными цепями Тихого океана и более скудным их проявлением в Атлантическом океане может объясняться, по мнению некоторых геологов, различными скоростями расширения дна океанов; при этом в Тихом океане механизм «конвейерной ленты» благодаря наличию по его краям зон субдукции осуществляется легче, чем в Атлантическом, где зоны субдукции, если не считать сложных глобально-тектонических соотношений в области Антильских островов, отсутствуют, что затрудняет взаимодействие смежных материковых массивов. Последнее, впрочем, относится к числу вопросов, требующих проведения обширных детальных исследований.

Вулканизм зон субдукции и связанных с ними краев микроплит

Если для описанных выше форм вулканической активности — океанического рифтового и океанического внутриплитового вулканизма — отмечается значительное сходство, вплоть до совпадений, особенно в том, что относится к извержениям более подвижных и легко дегазируемых базальтовых расплавов при существенном уменьшении эксплозивной деятельности, то при рассмотрении тех участков Земли, где океанические литосферные плиты поддвигаются под края материковых плит или под прилегающие к последним островные дуги, картина полностью меняется. Это относится как к продуктам вулканизма, так и к механизму извержений и к вулканическим постройкам.

Эти пояса литосферы отчетливо выражены морфологически — в виде узких протяженных глубочайших впадин земной поверхности, известных под названием *глубоководные океанические желоба*. Они отмечают те места, где начинается процесс погружения литосферы. При ее скольжении, направленном наклонно вниз, не только накапливаются значительные тектонические напряжения, которые разрешаются у погружающегося края плиты сильными землетрясениями и образованием разломов, но в результате сильного сжатия и связанного с этим повышения температуры на больших глубинах происходит плавление пород и, как его следствие, интенсивный вулканизм. Если процесс погружения происходит — как, например, у западного края Тихого океана — на некотором удалении от материка, а именно там, где к материку прилегают разделенные краевыми морями островные дуги, то последние благодаря продуктам вулканических извержений в еще большей степени прирастают к континентальной коре. Их ядерные части нередко состоят из смятых в складки и частично метаморфизованных более древних осадков, прорванных массивами магматических пород. Такие островные дуги могут местами продолжаться в виде исключительно вулканических построек, вырастающих на морском дне и расположенных рядами, напоминающих цепи, что можно наблюдать, например, в районе цепи островов Тонга — Кермадек. Гетерогенные обломочные продукты денудации островных дуг, среди которых местами существенную роль играет вулканический материал и которые образуют в море скопления перед внешними краями дуг, при дальнейшем продвижении плиты испытывают сжатие и метаморфизм, протекающие в условиях относительно низких температур, но высоких давлений, и причленяются к островным дугам в качестве «меланжа субдукции» (см. также стр. 224—226). Если же океаническая литосферная плита погружается под край континентальной плиты, что очень хорошо выражено вдоль западного края Южной Америки, то в этих зонах сжатия края континентов не только сильно сплющены и рассечены разломами глубокого заложения, но скопившиеся перед ними продукты континентальной денудации сдавливаются, сминаются в складки «ударным фронтом» материка и частично надвигаются на него в виде покро-

вов, нагромождавая мощные линейные складчатые сооружения типа Анд. Поэтому не удивительно, что краевые области Тихого океана являются не только зонами высокой сейсмической активности, но и обнаруживают необычно активный вулканизм. Свыше 75% всех континентальных и островных вулканов сосредоточено в пределах «Тихоокеанского огненного кольца». Эти процессы становятся более сложными в случае, когда сталкиваются два края материковых плит, замыкая расположенный между ними океан. Тогда морские осадки, накопившиеся в существовавшем прежде океане, сжимаются в мощные двусторонние складчатые сооружения приблизительно типа Альп или Гималаев. Остатки океанической литосферы часто бывают включены в виде чешуй, «офиолитовых швов», в возникшие таким образом линейные складчатые сооружения (см. стр. 224—227). Края столкнувшихся материков отчасти дробятся на «микроплиты», которые, включаясь в виде жестких глыб в линейные складчатые сооружения, влияют на простирающиеся последние. Возникающие при этом горные цепи, а также границы микроплит предоставляют хорошие условия для образования магматических расплавов и соответствующих подводящих путей. Примером может служить Италия-Сицилийский вулканический пояс.

Вулканизм зон субдукции — кроме проявляющихся там землетрясений — принадлежит к числу наиболее впечатляющих современных геологических явлений. Он представляет собой как бы «идеальную картину» вулканизма. Среди вулканических построек здесь преобладают конусообразные горы, вершины которых увенчаны одним или несколькими кратерами, а склоны иногда усеяны множеством паразитических кратеров. Большинство этих вулканических построек составляют стратовулканы, сложенные неоднократно переслаивающимися накоплениями рыхлых продуктов взрывных процессов и лавовыми потоками. В случае преобладания рыхлого материала образуется насыпной конус. Для многих из этих вулканов взрывной процесс является господствующим механизмом извержений и в самых крайних случаях может не только приводить к уничтожению селений, городов или целых территорий с сельскохозяйственными угодьями, материальными ценностями и проживающим там населением, но даже к ги-

бели целых культур. Несмотря на то что при обзоре доисторических и исторических эпох такие вулканические катастрофы не считались исключениями и неоднократно отмечались в каждом столетии, по типу активности рассматриваемых вулканов можно выделить по крайней мере 3 группы: *высокоэксплозивный тип*, характеризующийся почти исключительно выбросами рыхлого материала или «палящих туч», *смешанный эксплозивно-эффузивный тип*, характеризующийся как эксплозивным выбросом рыхлого материала, так и излияниями лавовых потоков, происходящими эпизодически и с различной силой, и *промежуточный тип*, обладающий обычно небольшой, но в некоторых случаях постоянной активностью. Тем не менее отнесение отдельных вулканов зон субдукции к одной из этих групп возможно лишь условно, поскольку с течением времени механизм извержений нередко испытывал изменения.

Продукты извержений вулканов в зонах субдукции — как лавы, так и рыхлый материал — обнаруживают очень большие различия в химизме, от самых кислых (риолитовых, дацитовых) через средние (андезитовые) к основным (базальтовым), причем преобладают среди них вулканические продукты андезитового состава. В Тихоокеанской провинции различия в составе извергаемых лав — базальтовых в центральной области Тихого океана и андезитовых в его краевых частях — известны уже давно. Граница между ними даже на старых геологических картах называлась «андезитовой линией». Согласно принятой нами классификации процессов вулканизма, она может соответствовать границе между областями океанического внутриплитового вулканизма и вулканизма зон субдукции. Выше (см. стр. 44—45) уже говорилось о проблемах, связанных со способом образования андезитовых расплавов. В дальнейшем будут рассмотрены примеры разнообразных механизмов проявления вулканизма зон субдукции и связанных с ними краев микроплит.

Высокоэксплозивный вулканизм

Вулканы, принадлежащие к этой группе, отличаются крайне высокой эксплозивностью. Среди продуктов извержений преобладают рыхлые образования: пеплы, ла-

пилли, бомбы, шлаки или — в очень редких случаях, как, например, при извержении вулкана Катмай в 1912 г. (см. стр. 69—72) — спекшиеся туфы («игнимбри-ты»), продукт осаждения палящих туч.

Поскольку некоторые вулканы могут иногда непосредственно сравниваться по механизму извержения, в вулканологической литературе существует целый ряд наименований их типов. Например, для высокоэxpлозивного вулканизма выделяют формы деятельности, получившие названия: «пелейский», «плинианский», «катмайский», «бандайсанский» типы и «тип Кракатау». Однозначное отнесение отдельных вулканов к тому или иному типу страдает недостатками, поскольку характер деятельности многих вулканов, как уже отмечалось, со временем меняется.

Среди высокоэxpлозивных вулканов особенно выделяется Мон-Пеле на острове Мартиника (Малые Антильские острова), явившийся причиной одной из самых тяжелых катастроф исторической эпохи. Известие, заставившее весь мир 9 мая 1902 г. затаить дыхание, казалось весьма преувеличенным: в результате мощного взрыва вулкана Мон-Пеле утром 8 мая был уничтожен самый крупный и красивый город Малых Антильских островов — Сен-Пьер вместе с его населением — почти 30 000 жителей. Не успело еще это известие полностью подтвердиться, как прибыло новое сообщение: днем раньше на расположенном неподалеку острове Сент-Винсент начал действовать вулкан Суфриер, также причинивший большой материальный ущерб и унесший многие жизни. Таким образом, почти одновременно в одном и том же районе произошло два вулканических извержения катастрофических размеров.

Подобно неаполитанцам, живущим возле Везувия, жители Сен-Пьера жили у «своего» вулкана, не подозревая о грозящей им опасности. Относительно слабое землетрясение 1851 г. вряд ли удержалось в их памяти. Поднимавшемуся временами над вершиной горы дыму не придавали большого значения; вершина горы была излюбленной целью воскресных экскурсий, во время которых край кратера служил местом проведения пикников.

Весной 1902 г. поведение горы стало несколько необычным. В начале апреля профессор естественнауч-

ного отделения гимназии Ланде заметил в верхней части долины Ривьер-Бланш, спускающейся к Сен-Пьеру, фумаролы, испускающие пар, а 23 апреля на город выпал небольшой пепловый дождь, сопровождаемый запахом серы. Начались также подземные толчки. В последующие дни пеплопад усилился и блокировал некоторые улицы Сен-Пьера, что привело к закрытию ряда предприятий. Сильный гул вулкана, продолжающееся выпадение пепла и распространение ядовитых газов, от которых задохнулись птицы и животные, вызвали замешательство среди населения. Многие из жителей, охваченные страхом, стали покидать город, однако их место занимали беженцы, устремившиеся в Сен-Пьер из окрестностей.

Комиссия, назначенная французским губернатором в Фор-де-Франсе¹ для исследования Мон-Пеле, пришла к выводу, что непосредственная опасность городу не угрожает. Оставалось, однако, подозрение, что для губернатора и газеты «Ле-Колони» речь шла прежде всего о том, чтобы удержать население в Сен-Пьере, поскольку на ближайшее воскресенье (11 мая) были назначены выборы. Чтобы успокоить население, губернатор с супругой нанес визит в Сен-Пьер. Оба они не покинули город живыми. Еще 7 мая «Ле-Колони» объясняла читателям: «Мон-Пеле представляет для Сен-Пьера не бóльшую опасность, чем Везувий для Неаполя. Мы не видим причин для паники. Где еще за пределами Сен-Пьера можно найти такую защиту, как в городе?» Однако в ночь на 8 мая сила извержений угрожающе возросла. Купол горы казался охваченным пламенем, и оглушительный грохот поверг многочисленных жителей в панический страх.

Утром 8 мая наступило резкое, почти жуткое затишье. Затем начался настоящий ад. Со страшным грохотом треснула вершина горы, и наружу вырвалась огромная палящая туча — огненная стена, с невообразимой скоростью помчавшаяся вниз по склону (рис. 21). За несколько секунд она достигла города, и Сен-Пьер исчез в ее пламени. Массы людей, спешивших к гавани, давлением палящей тучи были сброшены в море, которое стало закипать. Корабли, стоявшие в гавани, опро-

¹ Фор-де-Франс — главный город Мартиники. — *Прим. перев.*

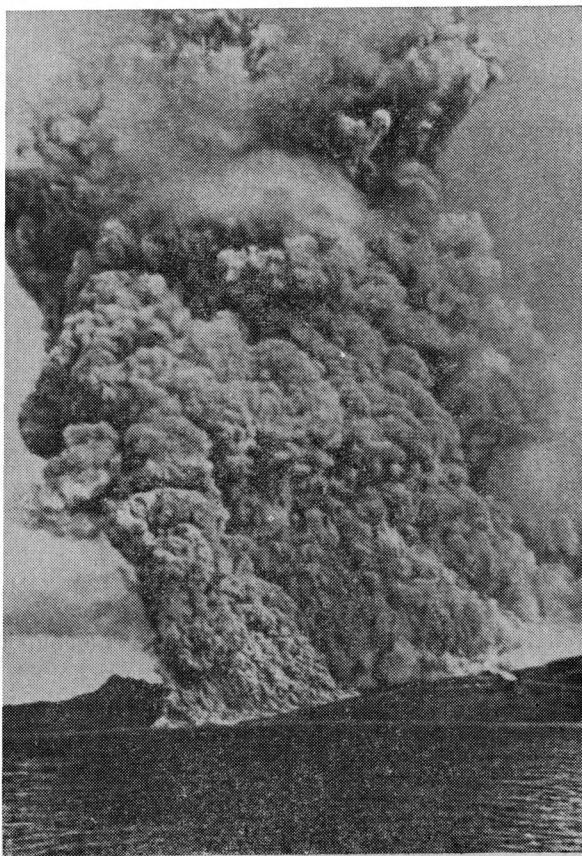


Рис. 21. Мон-Пеле (остров Мартиника, Малые Антильские острова). За катастрофическим извержением палящей тучи 8 мая 1902 г., которое привело к разрушению города Сен-Пьер, последовали новые аналогичные извержения, одно из которых (16 декабря 1902 г.) показано на фотографии.

кидывались или сгорали. Лишь два из них, только что прибывший «Рорайма» и еще стоявший под парами «Роддам», хотя и сильно пострадавшие, понесшие большие потери в людях, с трудом спаслись, выйдя в открытое море и избежав тем самым всей силы палящей тучи.

Парсер Томпсон, один из немногих уцелевших членов экипажа «Рораймы», сообщал: «Я видел Сен-Пьер

разрушенным. Он был стерт большой палящей тучей с лица Земли. Почти 40 000 человек¹ погибли сразу же. Из 18 кораблей, стоявших на рейде, уцелел лишь один — британский пароход «Роддам», но и он, как я узнал, потерял половину команды. Те же, что покинули его, — были командой умирающих. Наш корабль достиг Сен-Пьера рано утром в четверг. Когда мы приближались к рейду, было видно, как из горы Мон-Пеле поднимались огонь и дым. Никто из людей, находившихся на борту, не имел представления о грозящей опасности. Капитан Мугга стоял на мостике, и все члены экипажа вышли на палубу, чтобы полюбоваться зрелищем. Когда мы приблизились к Сен-Пьеру, можно было различить грохочущее и прыгающее пламя огромных размеров, извергаемое из горы и поднимающееся высоко в небо. Над вулканом нависли гигантские клубы черного дыма. Пламя, трепеща, поднималось вверх, время от времени колеблясь в ту или иную сторону, а затем внезапно вновь подпрыгивая вверх. Слышался постоянный глухой гул. Все это можно было сравнить с воспламенившимся на вершине нефтеперегонным заводом. Вскоре после нашего прибытия, приблизительно в 7 ч 45 мин, произошел мощный взрыв. Гора была разнесена на куски, склон вулкана разрушен и плотная огненная стена устремилась в нашу сторону. Стоял грохот, как от стрельбы тысячи пушек. Палящая туча рванулась вниз и пронеслась над нами, подобно яркой пылающей молнии. Она была похожа на огненный смерч, который всей своей массой перекатывался прямо к Сен-Пьеру и кораблям. Город стал невидим, а воздух вокруг — нестерпимо горячим. Всюду, где огненная масса попадала в море, вода закипала, и мощные клубы пара поднимались вверх. Я спас свою жизнь тем, что бросился в каюту и зарылся в постель. Огненная буря продолжалась несколько минут. Все, чего она коснулась, сморщивалось и сгорало. Потоки пылающего рома струились по улицам Сен-Пьера, стекая в море. Перед взрывом вулкана пристань была заполнена людьми. После него на всей территории нельзя было увидеть ни одной живой души. Из 68 членов экипажа «Рораймы» после огненной бу-

¹ Число погибших приводят по-разному в связи с тем, что в городе искало защиты много беженцев из его окрестностей.

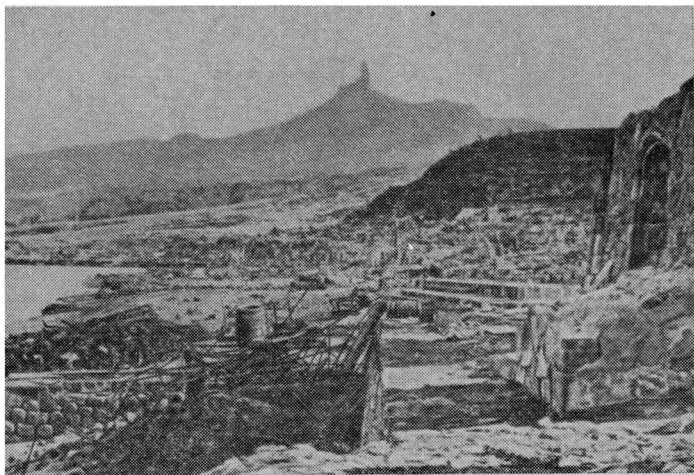


Рис. 22. Общий вид развалин Сен-Пьера, разрушенного при извержении вулкана Мон-Пеле 8 мая 1902 г. На заднем плане виден вулкан с возникшей после извержения «иглой».

ри осталось в живых лишь 25. Огнем сорвало корабельные мачты и трубы так, словно они были обрезаны ножом».

К сообщению Томпсона можно добавить следующее: из жителей Сен-Пьера лишь двое — оба негры — остались в живых. Одного из них за некий проступок поместили в крепкую, перекрытую каменным сводом тюремную камеру, зарешеченное окно которой было защищено стеной от ударного фронта палящей тучи; второй, сапожник по профессии, пережил катастрофу в своем доме, спрятавшись под столом, в то время как несколько других лиц, находившихся в том же помещении, погибли.

Во второй половине дня в гавань Сен-Пьера вошел французский крейсер «Суше». Его команда в поисках оставшихся в живых осмотрела разрушенный город (рис. 22), но обнаружила лишь скорчившиеся трупы, одежда которых была обуглена. Некоторые из них обгорели полностью, другие выглядели почти невредимыми. У всех руки были прижаты ко рту. Моряки взяли с собой немногих уцелевших, которые находились за пределами

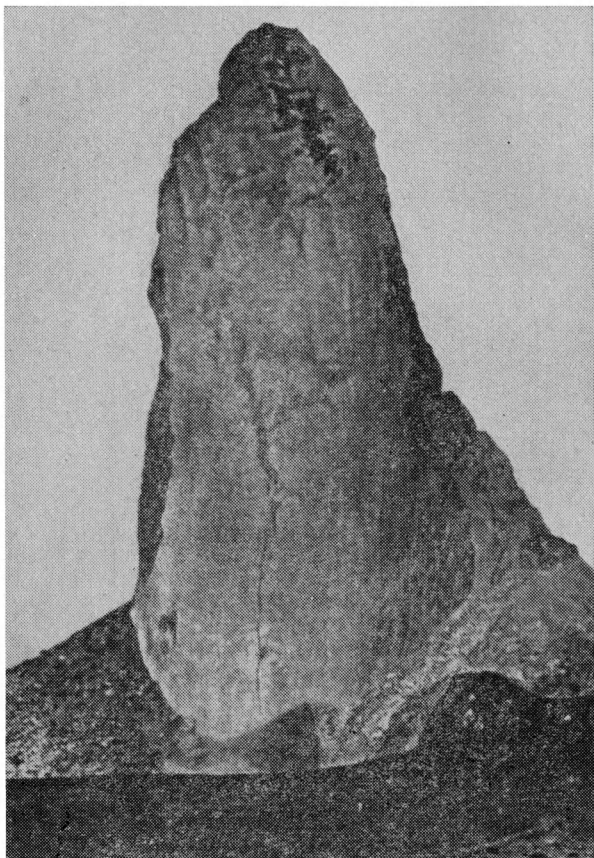


Рис. 23. «Игла» Мон-Пеле. Обелископодобное образование, состоящее из очень вязкой кислой лавы, было выдвинуто из трещины в куполе вулкана после извержения палящей тучи 1902 г. на высоту до 300 м, но очень скоро разрушилось.

палящей тучи, а также оставшихся в живых из команды «Рораймы» и доставили их в Фор-де-Франс.

Однако процессы, вызывающие появление разрушительных палящих туч, проявлялись на вулкане очень редко. Чаще всего из кратера, закупоривая его, начинал выталкиваться экструзивный купол; лава из-за высокого содержания кремнекислоты становилась, по-ви-

димому, столь вязкой, что при подъеме застывала уже в пределах верхней части кратера и была не в состоянии излиться даже на небольшое расстояние. Но самым удивительным было то, что из трещины в вершинной части горы стала выталкиваться мощная и очень вязкая «игла», скальный монолит, который, вырастая ежедневно на 10—12 м, поднялся, подобно огромной колокольне, на высоту до 300 м (рис. 23). Очень скоро «игла» полностью затвердела, но стала настолько трещиноватой и рыхлой, что через короткое время распалась, превратившись в скопление обломков лавы, покрывших склон.

Под впечатлением катастрофы, постигшей Сен-Пьер, аналогичное событие, происшедшее накануне при извержении вулкана Суфриер на острове Сент-Винсент, было почти забыто. Между тем и там обрушилась аналогичная палящая туча, унесшая за несколько минут более 1600 жизней.

Извержения вулканов Мон-Пеле и Суфриер в 1902 г. имели и другие последствия. Непосредственно после катастрофы правительство США направило в эти районы крейсер «Дикси» с материалами в помощь пострадавшим и на нем ряд исследователей, которым было поручено изучение механизма извержения Мон-Пеле. К ним присоединились ученые из других стран, главным образом из Франции и Англии. В результате исследований этой группы специалистов, в составе которой были такие известные вулканологи, как Джаггар, будущий основатель Гавайской вулканологической обсерватории, и Лакруа, подробно изложивший в своем обширном труде «Гора Пеле и ее извержения» («La montagne Pelée et ses Eruptiones», 1904) ход извержения 1902 г. и последовавших за ним явлений, вулканология, которой до этого уделялось мало внимания, неожиданно приобрела первостепенное значение. Поскольку механизм извержения Мон-Пеле не укладывался в известную в то время картину вулканических явлений, были выдвинуты новые теории и классификации. Вулканология стала признанной современной наукой.

Вулкан Мон-Пеле и после катастрофического извержения 8 мая 1902 г. неоднократно испускал аналогичные палящие тучи, иногда не уступавшие первой и завершившие разрушение Сен-Пьера, а именно: 20 и 26 мая, 6 и 9 июля и в особенности 30 августа (рис. 24).

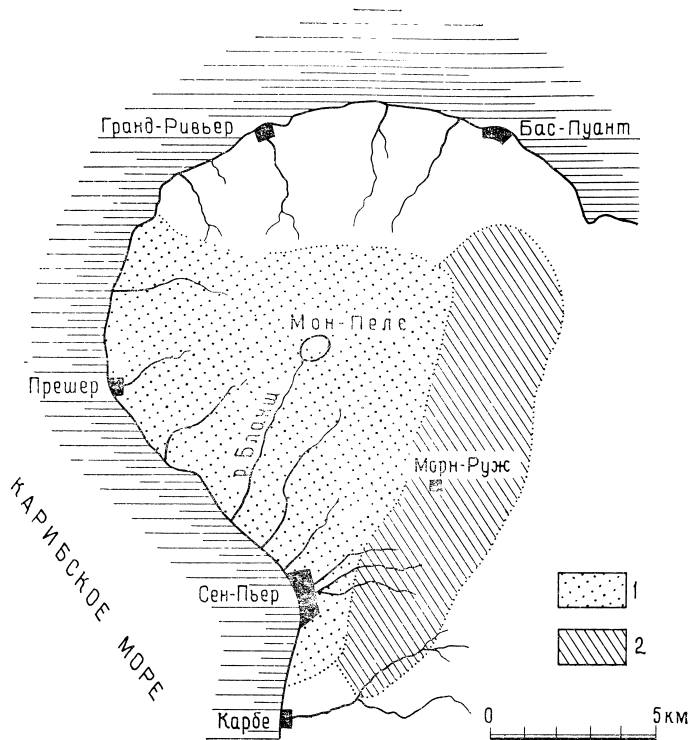


Рис. 24. Северо-западная часть острова Мартиника (Малые Антильские острова) с нанесением площадей, испытавших разрушительное действие извержений палящих туч Мон-Пеле в 1902 г. (По Булларду). 1 — область, разрушенная извержением 8 мая 1902 г.; 2 — область, дополнительно разрушенная извержением 30 августа 1902 г.

Для них в вулканологической литературе укоренился французский термин *nuées ardentes* (палящие тучи), введенный Лакруа. 16 сентября 1929 г. возобновились сильные извержения пепла из кратера Мон-Пеле, продолжавшиеся вплоть до октября. Из соображений безопасности население восстановленного Сен-Пьера было эвакуировано. Хотя вулканическая деятельность также сопровождалась испусканием палящих туч, катастрофа 1902 г. не повторилась.

Тревога вновь возникла в 1976 г. на одном из Малых Антильских островов — Гваделупе, когда в августе этого года ожил вулкан Суффриер (не путать с вулканом Суффриер на острове Сент-Винсент, описанным выше!). И в этом случае в связи с угрозой извержения палящих туч, подобного происшедшему на Мартинике, была предпринята временная эвакуация населения, однако вулкан вскоре успокоился.

К «пелейскому типу» извержений принадлежат некоторые вулканы Вест-Индско-Центрально-Американской области. Этот тип сходен с описанным на стр. 69—72 «катмайским типом извержений», но для последнего характерна переливающаяся «огненная пена», содержащая в тончайшей суспензии частицы расплава и осаждающаяся в виде «игнимбрита».

Среди многочисленных эксплозивных вулканических катастроф следует особо выделить эксплозивное извержение на островном вулкане Кракатау в Зондском проливе, между островами Ява и Суматра. В далеком прошлом Кракатау был андезитовым стратовулканом, образовавшимся на морском дне у края Зондского грабена и вошедшим в состав Индонезийской островной дуги. Еще в доисторическую эпоху в результате мощного извержения вулкан был раздроблен. В образовавшейся кальдере диаметром около 6 км вырос остров Кракатау, молодая вулканическая постройка, состоящая из трех связанных друг с другом вулканов — Раката, Данан и Пербуватан. В воскресенье 26 августа 1883 г. во второй половине дня началась серия эксплозий, которые можно было наблюдать с кораблей, проходивших вдалеке. Однако все это явилось лишь прелюдией к одной из тяжелейших по своим последствиям вулканических катастроф, наступившей на следующий день в 10 ч 20 мин. Гигантский взрыв разнес на куски вулканические конусы Данан и Пербуватан. Грохот взрыва был слышен в Австралии, на расстоянии 3600 км, и даже на острове Родригес в Индийском океане, удаленном почти на 5000 км. Согласно оценкам, взрывом было поднято в воздух свыше 18 км^3 горных пород. «Пепел» выпал на площади около $827\,000 \text{ км}^2$. В Джакарте, главном городе острова Ява, он затмил Солнце до такой степени, что наступила почти полная темнота (рис. 25). Тончайшая пыль достигла стратосферы, в которой она распростра-

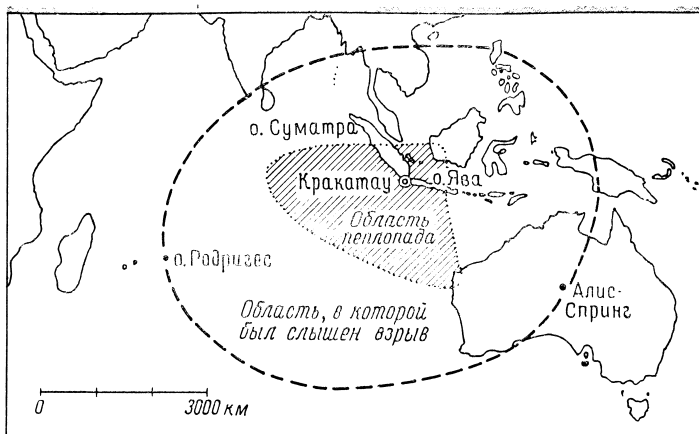


Рис. 25. Воздействие извержения Кракатау 27 августа 1883 г. Показаны размеры областей, в которых произошло выпадение пепла и был слышен грохот взрыва.

нилась по всей Земле, вызвав во всех странах необычно яркие закаты Солнца и сумерки. Прошли годы, прежде чем тонкая пыль из верхних слоев атмосферы вновь осела на Землю; в результате частичного экранирования солнечного излучения на больших территориях Земли снизились на несколько градусов среднегодовые температуры воздуха.

Остров Кракатау был почти необитаем, однако чудовищный взрыв вызвал не только огромную воздушную ударную волну, но и гигантскую приливную волну — «цунами» — высотой до 40 м, причинявшую опустошения всюду, где она достигала берега. Погибло 36 000 человек. Даже в проливе Ла-Манш между Англией и Францией приборы, измерявшие высоту прилива, зарегистрировали ее отдаленное воздействие.

Приливная волна со всей силой обрушилась на города Марак, Аньер, Тьяринган и полностью их разрушила; лишь ничтожная часть населения этих городов пережила катастрофу. Находившийся в Аньере голландский моряк Де-Врис писал: «Я видел страшную массу бушующей воды, но это продолжалось лишь мгновение; она обрушилась и почти раздавила меня своей тяжестью. Я почувствовал, как меня уносит с бешеной ско-

ростью в этом черном слоеном пироге, наполненном всевозможными предметами; наконец моя голова показалась из воды, и я смог глотнуть воздуха...» После нескольких безуспешных попыток Де-Врису удалось уцепиться за дерево и вскарабкаться на него: «Вид был ужасный. Там, где только что находился Аньер, я увидел лишь бушующий, дико грохочущий поток, над которым то здесь, то там выступали деревья и крыши домов... Но вот вода с большой скоростью стала спадать и хлынула назад, в море: я увидел, как она стекает у меня под ногами, и вскоре смог покинуть свою высоко расположенную позицию, чтобы поискать спасения. Вновь ступив на твердую землю, я оказался в хаосе обломков, через которые пришлось продираться, действуя руками и ногами...»

Термин «цунами», заимствованный из японской лексики, обычно используют применительно к приливным волнам, вызванным эндогенными геологическими силами в морской области — вулканическими извержениями или землетрясениями. Они обладают необычайно большой длиной волны и на кораблях, находящихся в открытом море, часто остаются незамеченными. Однако, попадая на побережье, они превращаются в высокие водяные стены, которые, разбиваясь, вызывают значительные опустошения.

Одну из особых форм высокоэxpлозивного вулканизма представляет так называемый «*бандайсанский тип*». К нему обычно относят извержения, состоящие из одного-единственного эксплозивного акта огромной силы, при котором выбрасываются гигантские массы рыхлого материала, но совершенно не извергается лава. Одно из таких извержений произошло 15 июля 1888 г. на вулкане Бандайсан, расположенном на японском острове Хондо и обычно проявлявшем лишь сольфатарную деятельность (см. стр. 181). Уже ранним утром этого дня отмечалось необычно беспокойное поведение горы. Примерно в 7 ч, как пишет Саппер, послышался «гул со стороны горы; около 7 ч 30 мин произошло землетрясение, а в 7 ч 45 мин в воздух на высоту до 1300 м поднялся с сильным шумом мощный столб пара и пыли; последовало от 15 до 20 взрывов; последний из них выбросил почти горизонтально в северном направлении большие массы горных пород. Между тем туча пыли,

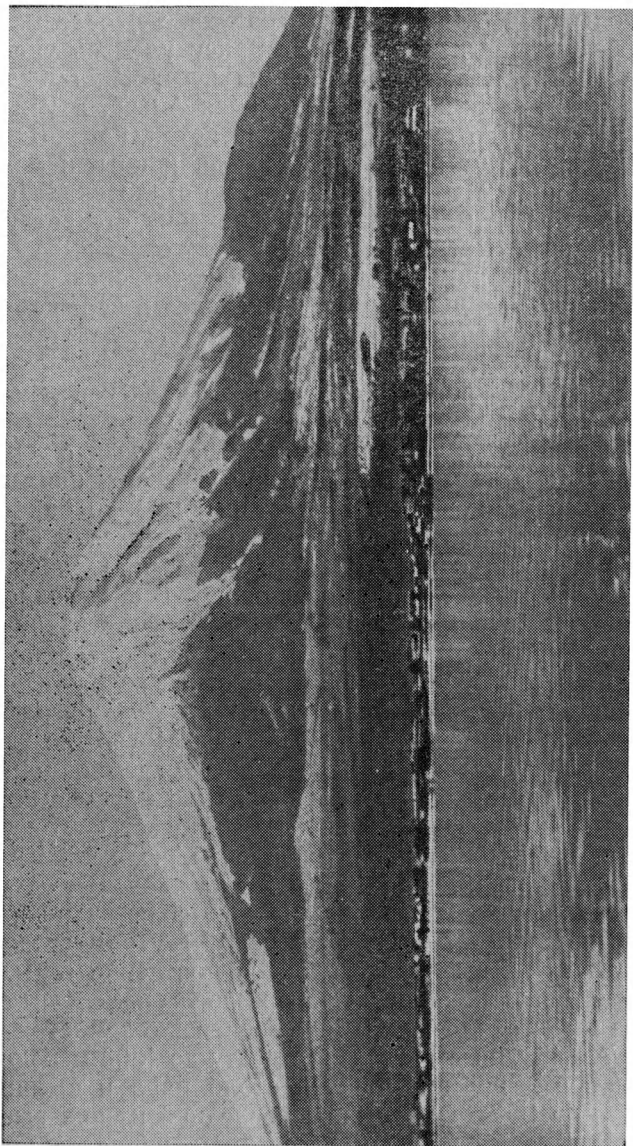


Рис. 26. Вид вулкана Фудзияма на острове Хондо (Япония) со стороны озера Яманака. Известный своей гравийной конической формой, вулкан высотой 3778 м почитается жителями Японии как «священная гора». После последнего извержения пепла в 1707 г. считается потухшим.

рассекаемая молниями, достигла высоты 5—6,5 км. Извержение продолжалось около 2 ч. Вблизи горы в полной темноте падал горячий пепел; в некотором удалении от нее шел теплый дождь. Грязевые лавины, которые сходили с вершины горы и которым предшествовали порывы ураганного ветра, опустошили долину Нагазе, покрыв территорию свыше 71 км². Погиб 461 человек (не считая умерших впоследствии от ран). Объем перемещенных масс горных пород оценивался в 1,213 км³. После извержения на месте сорванной взрывом вершины образовалось углубление неправильной формы с большой трещиной, из которой поднимались столбы пара».

Высокоэxpлозивный вулканизм зон субдукции, в процессе которого извергаются преимущественно рыхлые продукты, характеризуется исключительно высоким коэффициентом эксплозивности (см. стр. 84). Для перечисленных ниже вулканических зон коэффициент эксплозивности E, по данным Ритмана, составляет:

Вулканическая зона	E ¹
Тонга — Кермадек	≥90
Соломоновы острова — Новые Гебриды	~90
Новая Гвинея — Новая Британия	>90
Хальмахера	>90
Минахаса (Филиппины)	~90
Марианские острова	~90
Зона Фудзи — Бонин	~85
Западная Япония	~90
Алеутские острова — Аляска	~95
Индонезия	~99
Малые Антильские острова	~95
Кордильеры Северной Америки	~90
Центральная Америка (исключение: Мексика — 70)	~99
Анды Южной Америки	~90

Если даже допустить некоторую ненадежность оценки относительной доли рыхлых продуктов, эти числа все же убедительно показывают особый характер упомянутых вулканических зон. Противоположными характеристиками обладает океанический вулканизм, который описан в предыдущих разделах и для которого могут быть приведены в качестве сравнения следующие коэф-

¹ В соответствии с пояснением, приведенным на стр. 84, коэффициент эксплозивности характеризует долю выброса рыхлых масс в процентах.

фициенты explosивности: внутренняя часть Тихого океана (включая Гавайи) — 1—3, Канарские острова — 20, Исландия — 39 и Азорские острова — даже 65. Вулканизм последних, однако, в значительной части имеет фреатический характер.

Смешанный explosивно-эффузивный вулканизм

Вулканы, которые можно причислить к этому типу, расположены почти всегда в областях субдукции, являющихся предметом дискуссии, и представляют собой, пожалуй, именно тот тип вулканизма, который лежит в основе общепринятых представлений.

Explosивный выброс рыхлого материала и излияние лавовых потоков происходят последовательно или одновременно, в результате чего образуются конические горы, сложенные чередующимися накоплениями рыхлого вулканического материала и лавовыми потоками, т. е. *стратовулканы в узком смысле*. И здесь ряд удачных примеров предоставляет «Тихоокеанское огненное кольцо». Хотя в его пределах существенно преобладает высокоexplosивный вулканизм и коэффициент explosивности достигает или превышает 90, тем не менее известно и достаточное количество действующих вулканов смешанного explosивно-эффузивного типа. Особенно многочисленны они на полуострове Камчатка и Курильских островах, где коэффициент explosивности составляет около 60, снижаясь еще более лишь на островах Рюкю. Подобные вулканы встречаются, однако, и в других краевых областях Тихого океана. К классическим и, пожалуй, наиболее изученным вулканам этого типа начиная с древнейших времен принадлежат Везувий и Этна в Средиземноморской области, коэффициент explosивности которых составляет около 40.

Типичный, хотя и не всегда реализуемый, *эруптивный цикл* происходит приблизительно следующим образом: во время более или менее продолжительного затишья лава, оставшаяся в кратере или жерле, застывает и закупоривает последнее. Газы, освобождающиеся из находящейся глубже магмы, накапливаются под пробкой до тех пор, пока избыточное давление не достигнет такой величины, что не только разрывается и выбрасы-

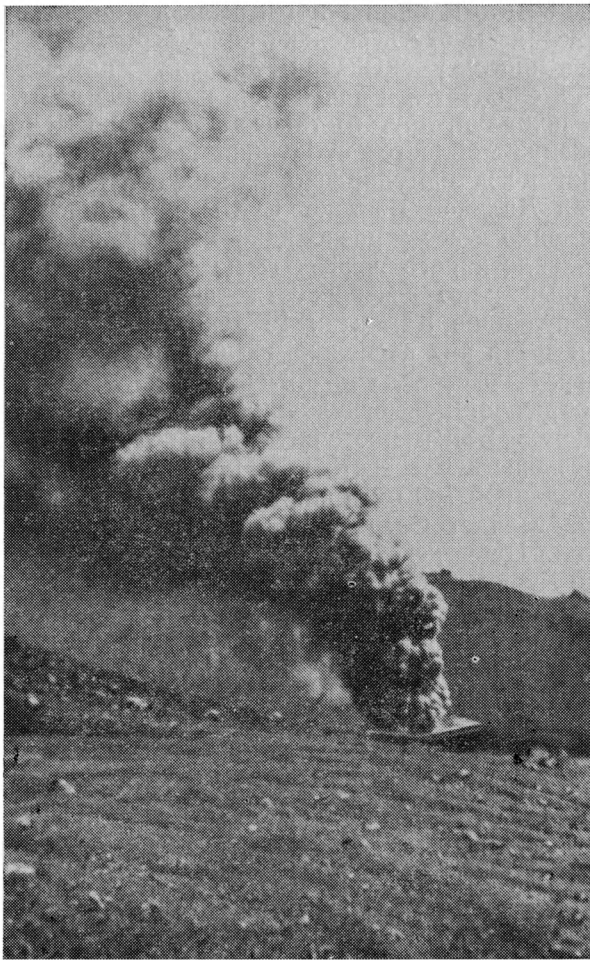


Рис. 27. Кратер вулкана Асо на японском острове Кюсю, возникший внутри гигантской кальдеры при извержении 1909 г. Асо — один из вулканов Японии, часто проявляющий эксплозивную деятельность.

вается из жерла лавовая пробка, но нередко даже сносится вся вершина горы. Такая эксплозия сопровождается образованием эруптивной тучи, напоминающей по форме цветную капусту, окрашенной в темный цвет

содержащимися в ней пеплом и пылью и поднимающейся иногда на высоту несколько километров. В результате постепенного уменьшения давления интенсивность эксплозий снижается и начинается излияние лавы.

Нет, пожалуй, другого такого района на Земле, где бы вулканизм областей субдукции был проявлен столь впечатляюще и многообразно, как на полуострове Камчатка, на Дальнем Востоке СССР. Там проявляются одновременно все разновидности вулканизма — от высокоэксплозивного через смешанный эксплозивно-эффузивный и до деятельности фумарол и гейзеров. Из 142 вулканов Камчатки 19 действуют в настоящее время, и среди них несколько гигантских вулканов, как, например, Ключевская сопка. Некоторые вулканы, соединяясь, образуют целые вулканические сооружения. Как действующие, так и многочисленные потухшие вулканы сосредоточены вдоль восточного побережья полуострова в полосе длиной 700 км и шириной 80 км; вторая группа вулканов венчает Срединный хребет в западной части Камчатки. Цепь действующих вулканов продолжается к югу по Курильской островной дуге вплоть до японского острова Хоккайдо. Курилы представляют собой вершины подводной горной цепи, возвышающиеся над дном Охотского моря на 2000—3000 м. С тихоокеанской стороны к ней прилегает Курильский желоб с глубинами свыше 8000 м, а во впадине «Витязь» достигающими даже 10 542 м. В этой островной цепи известно еще 86 вулканов, из которых 32 — действующие. К этому следует добавить также подводные вулканы, число которых неизвестно.

Если не касаться древней и древнейшей вулканической деятельности, установленной на Камчатке, как и во многих других областях Земли, возникновение современного вулканизма датируется началом четвертичного периода. В соответствии с многообразием проявлений вулканизма зон субдукции здесь также извергаются самые разнообразные лавы — от базальтовых через андезитовые до риолитовых, причем и здесь преобладают андезитовые. К числу наиболее активных вулканов Камчатки принадлежат Ключевская сопка, Карымская сопка, Авача и Шивелуч. В последнее время привлекают к себе внимание и некоторые другие, например вулканы Безымянный и Плоский Толбачик (см. стр. 290—292).

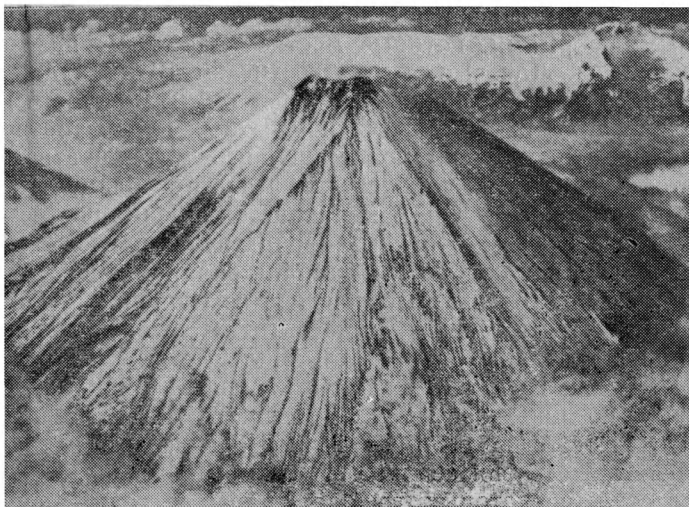


Рис. 28. Стратовулкан Ключевская сопка высотой 4900 м не только высочайший, но и один из наиболее часто действующих вулканов Камчатки. Склоны почти правильного, слегка срезанного конуса покрыты ледовым плащом.

Вулкан Ключевская сопка (рис. 28) высотой около 4900 м не только самый высокий на Камчатке; благодаря своей идеальной форме слегка усеченного конуса и почти постоянной активности он принадлежит к числу наиболее примечательных вулканов Земли. С одной стороны, он производит впечатление как отдельная гора, а с другой — это лишь первый в целой группе вулканов-гигантов, к которой принадлежат в числе других Плоский и Острый Толбачики и Безымянный. Вулканическая постройка Ключевской сопки состоит из переслаивающихся лавовых потоков и пеплов — от тонкодо крупнозернистых, смешанных со льдом. Склоны конуса почти полностью покрыты ледовым плащом. Для них характерны также побочные конусы — паразитические кратеры высотой от 60 до 200 м, удаленные от главного кратера на расстоянии от 8 до 25 км и приуроченные, по-видимому, к местам пересечения радиальных и кольцевых трещин.

Лавы вулкана Ключевская сопка являются глыбовыми, соответствующими гавайским аа-лавам. Глыбы на

поверхности лавовых потоков иногда обладают причудливыми формами, которые местное население назвало «кекурами». Лавовые потоки достигают 16 км в длину, от 200 до 1500 м в ширину и могут иметь мощность несколько десятков метров. Среди рыхлых продуктов вулканизма относительно более крупный материал встречается в небольших количествах, резко преобладает вулканический пепел. Он накапливается преимущественно на южном и юго-восточном склонах вулкана, поскольку здесь преобладают ветры западных направлений. Вулканический материал, извергнутый из главного кратера, по химическому составу — андезитовый до базальтового, из побочных кратеров — базальтовый.

Из главного кратера даже в периоды затишья непрерывно, но иногда очень сильно выделяются водяной пар и газы, в особенности хлористый водород и азот, а также в меньшей степени сернистый газ и пары серы. Вокруг отверстий, из которых выходят пары и газы — фумарол, — осаждаются пестроокрашенные соли галоидов, сульфаты и сера.

Предположительная дата возникновения Ключевской сопки — 5000—6000 лет назад. Если исходить из количества лавы и пепла, извергнутых в течение 1937—1939 гг., то при объеме вулкана, составляющем не менее 340 км³, понадобилось бы, согласно В. И. Влодавцу, около 700 извержений, если при этом средний объем лавы и пепла — продуктов одного извержения — принять равным 0,5 км³.

Относительно более древних извержений камчатских вулканов, естественно, сообщений не имеется. Первым упоминанием о них мы обязаны С. П. Крашенинникову, путешествовавшему по Камчатке в 1737—1741 гг., который в своем «Описании земли Камчатки», изданном в 1786 г., сообщил также «Об огнедышащих горах и о происходящих от них опасностях». Используя свидетельства местных жителей, он смог восстановить даты прежних извержений начиная с 1698 г. С той поры (и, весьма вероятно, также задолго до этого времени) вулкан Ключевская сопка действует в среднем приблизительно через каждые 7—10 лет. Крашенинников упоминает о сравнительно сильном его извержении в октябре 1737 г., продолжавшемся целую неделю. Оно началось раскаленными лавинами и излияниями лав. «Вся гора,—

писал он, — казалась раскаленным камнем. Пламя, которое внутри ее сквозь расщелины было видимо, устремлялось иногда вниз, как огненные реки, с ужасным шумом. В горе слышен был гром, треск и будто сильными мехами раздувание, от которого все ближние места дрожали»¹. За излияниями лавы следовал выброс больших количеств пепла, относимого ветром в море. Другое заслуживающее внимания извержение произошло в 1829 г., когда действовал не только главный кратер, но и возник целый ряд побочных кратеров.

Цикл сильных извержений начался в апреле 1935 г. и продолжался до 1939 г. Он заявил о себе мощными взрывами, при которых на высоту до 4 км было поднято облако пара и газов, наполненное пеплом. Дальнейшие взрывы сопровождались выбросом лапиллей, бомб и более крупных глыб горных пород. Лишь в мае 1937 г. началось излияние лавы из главного кратера. Объем выброшенного рыхлого материала оценивается в 160 млн. м³, лавы — в 14 млн. м³. В начале 1938 г. в нижней части восточного склона Ключевской сопки на высоте от 900 до 1800 м образовались четыре новых побочных кратера. В то время как из трех, расположенных выше, выходили лишь пары и газы, из самого нижнего, получившего название «Билюкай», началось интенсивное излияние лавы. За 390 дней было извергнуто около 200 млн. м³ лавы и лишь около 25 млн. м³ пепла. К этому следует добавить значительные массы водяного пара, хлористого водорода и других газов. Заслуживают внимания противоположные соотношения лавы и пепла по сравнению с таковыми для расположенного выше главного кратера. Это явление наблюдается у многих действующих вулканов смешанного эксплозивно-эффузивного типа. Оно убедительно указывает на зависимость типа вулканической деятельности от высоты вулканической постройки. В то время как более подвижные газы и пары могут легко подняться вверх и вызвать в вершинном кратере преобладание эксплозивной активности, для лавы преодолеть почти 5 км до вершинного кратера, сохранив достаточно подвижное состояние, представляет гораздо большую трудность. В связи с

¹ Цитируется по книге: Влодавец В. И. Вулканы Советского Союза. — М.: Географиз, 1949, с. 38.



Рис. 29. Вид на конус часто действующего вулкана Карымская сопка на Камчатке, сложенного кислыми лавами и рыхлыми выбросами. Вулкан высотой 1380 м вырос внутри кальдеры диаметром 5 км.

этим лава стремится проложить себе дорогу на более низком уровне, там, где вулканическую постройку пересекают ослабленные зоны. Так, расположение четырех вновь образованных побочных кратеров на восточном склоне Ключевской сопки по прямой линии свидетельствует о том, что при этом извержении раскрылась радикальная трещина. Это правило было подтверждено и при сильных повторных извержениях 1944—1946 гг. Они также начались с сильного эксплозивного извержения. Темная пепловая туча, озаренная яркими вспышками молний, поднялась на высоту 15 км и была видна на расстоянии 450 км. На склоне вулкана, как и в 1938 г., возникло несколько побочных кратеров, из которых опять-таки самый нижний, получивший название «кратер Заварицкого», стал обильно извергать лаву.

В числе наиболее активных и часто действующих вулканов Камчатки, характеризующихся деятельностью «вулканского» типа, могут быть упомянуты и некоторые другие, обладающие не только разнообразием химизма вулканических продуктов, но и механизмом извержений, свойственным областям субдукции. Карымская сопка (рис. 29) уступает Ключевской по высоте, но не по

активности. Этот красивый, симметричный, слегка сре-
занный стратовулкан поднимается на высоту 1380 м в
центре кальдеры диаметром 5 км. Продукты его извер-
жений — лавы и рыхлый материал, причем последний
значительно преобладает — имеют преимущественно
дацитовый состав, т. е. богаты кремнекислотой, уступая
по ее содержанию риолитам. Он также действует очень
часто. Только в первой половине этого столетия отмече-
но 14 циклов извержений. Вулкан Авача высотой 2725 м
представляет собой, подобно Сомме-Везувия, двойной
вулкан. У первоначально более крупного конусообразно-
го вулкана некогда, в неустановленную дату, в резуль-
тате сильной эксплозии была снесена вершина. В воз-
никшей котловине был воздвигнут современный вулкан
Авача, окруженный кольцевым валом — остатком более
древнего вулкана. Химический состав его продуктов
извержений со временем менялся. За извергавшимися
первоначально андезитовыми лавами следовали базаль-
ты. Затем произошла упомянутая выше эксплозия.
Новый конус вновь слагается лавами и рыхлыми
продуктами андезитового состава. Еще один мощный
вулканический массив — Шивелуч, поднимающийся до
высоты 3298 м. Его существование началось предполо-
жительно в начале четвертичного периода сильной
эксплозивной деятельностью, к которой позднее присое-
динилось выжимание вязких андезитовых лав. В ходе
более поздних извержений, особенно в период 1944—
1949 гг., из кратера вырывались мощные палящие тучи,
связанные с выжиманием очень вязкой лавы в экстру-
зивный купол. Во время последних извержений вулкан
тем самым обнаружил тенденцию к «пелейскому» типу
деятельности.

Однако ни у одного из вулканов механизм изверже-
ния не зафиксирован столь тщательным образом, как
у Везувия (рис. 30).

Меркалли, проводивший исследования на вулканиче-
ском острове Вулькано (Липарские острова) в 1889—
1890 гг. использовал термин «вулканский» для изверже-
ний смешанного эксплозивно-эффузивного типа, начина-
ющихся с освобождения эксплозивным путем кратера
от закупоривающих его образований. Поскольку с тех
пор Вулькано мало активен, Везувий может служить
более удачным примером этого типа. Если мы связываем

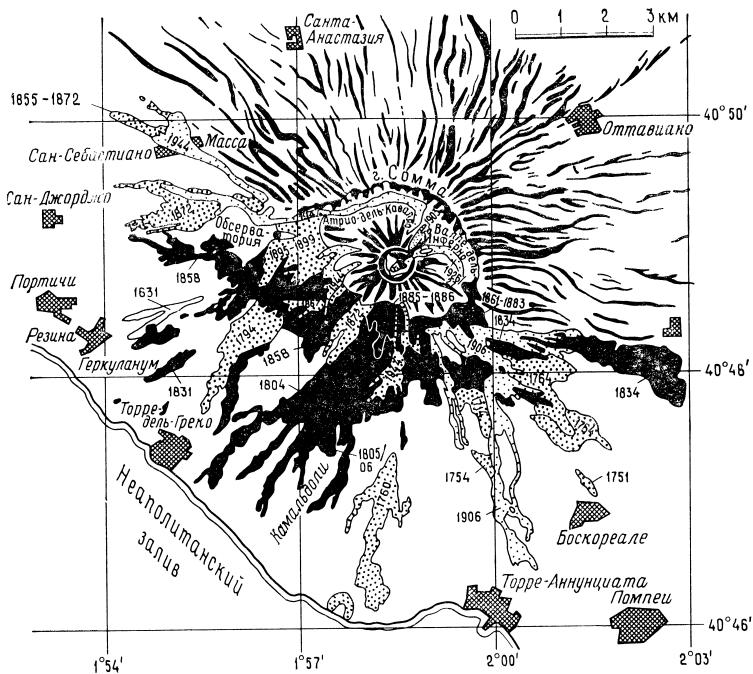


Рис. 30. Карта распространения лавовых потоков на Везувии и в его ближайших окрестностях (по Альфано, Фридляндеру и Булларду).

его, а также и другие вулканы Средиземноморской области с вулканизмом зон субдукции, то это потому, что в рамках теории тектоники плит Средиземное море рассматривается как остаток существовавшего прежде океана *Тетис*, простиравшегося с запада на восток и в течение мезозоя и палеогена замкнувшегося в результате перемещения материковых глыб Африки и Индии к северу, по направлению к Евразии. При этом «столкновении» материков слои осадков, отложившихся в Тетисе, были сдавлены, сдвинуты и собраны в мощную систему складчатых сооружений, простирающихся от гор Атлас в Северо-Западной Африке через южную часть Евразии до Малайского архипелага; к ней принадлежат также Альпы и Апеннины. В процесс замыкания Тетиса была вовлечена сложная мозаика жестких «микролит», охва-

тываемых ответвлениями альпийской складчатой системы. Одна из границ таких плит 2-го порядка, называемых также «субграницами плит», протягивается вдоль юго-западного побережья Италии, где *Тирренская плита* граничит со складчатой ветвью Апеннин. Эта пограничная область — от Тосканы через горы Альбани близ Рима и район Неаполя вплоть до Сицилии — усеяна вулканами, причем вулканическая активность со временем перемещалась с северо-запада на юго-восток. На северо-западе она, по-видимому, затухает. Однако и там — на глубине — вулканические очаги еще недостаточно остыли, что доказано в Тоскане, где источники пара, разбуренные в районах Лардерелло и Монте-Амиата, не только используются для выработки энергии, но благодаря содержанию в перегретых парах борной кислоты, аммиака, углекислоты, сероводорода и других химических соединений представляют важный источник сырья для химической промышленности (см. стр. 309).

Но вернемся к Везувию. Величественно возвышается он над широкой Неаполитанской бухтой, окруженной с севера островами Искья, Прочида и Флегрейскими Полями, а с юга — мысом Соррент и островом Капри. Эту область с давних пор относят к числу красивейших ландшафтов мира. Благоприятный климат, плодородные почвы, лазурное море и солнечное небо Италии позволили грекам еще около 800 г. до н. э. основать здесь колонию, а на рубеже эпох эта область была густо заселена. Неаполитанский залив стал излюбленным местом летних резиденций римской аристократии. Этот ландшафт не только являлся реальным фоном многих событий, отраженных в греко-римских легендах, но и неоднократно служил ареной исторических событий. Более того, в ход истории был вовлечен сам кратер Везувия, когда в 72 г. до н. э. в «углублении, густо поросшем диким виноградом», на вершине горы скрывался Спартак, вождь крупнейшего в античную эпоху восстания рабов. Однако вряд ли кто-либо из живущих здесь сознавал опасность горы, этой «адской вершины, воздымающейся посреди рая», как назвал ее Гёте. Высоко вверх по ее склонам тянулись участки вилл, фруктовых садов и виноградников.

Лишь немногим, и среди них греческому географу Страбону, было известно, что эта область несет на себе

следы проявления в доисторическую эпоху вулканизма и что даже город Неаполь сооружен на месте древних, давно потухших вулканов. Особенно отчетливые следы этот древний вулканизм оставил в районе Флегрейских Полей — этой «сожженной равнины». Здесь на площади около 60 км² выстроились рядами кратер за кратером, ни один из которых на рубеже эпох не проявлял заметной активности. То, что это затишье было лишь кажущимся, доказал один из кратеров, названный «Сольфатара», из которого еще в 1193 г. излился поток лавы и вплоть до наших дней выходит перегретый пар с заметным содержанием углекислого газа и сероводорода. А в 1538 г. жители этой местности своими глазами увидели, как в земле после ряда подземных толчков раскрылась отсвечивавшая огнем трещина, из которой два дня и две ночи выбрасывались обломки пород, пемза и грязь, образовавшие вокруг места извержения скопления в виде кольцевого вала. Возникший тогда вулкан, жизнедеятельность которого продолжалось всего 8 дней, достиг высоты 140 м был назван Монте-Нуово (Новая Гора).

Хотя на рубеже эпох истинная природа Везувия еще не была разгадана, подземные толчки сотрясали местность довольно часто. 5 февраля 63 г. один из тяжелейших по своим последствиям толчков — предвестник пробуждения горы, — согласно сообщению Сенеки, вызвал значительные разрушения в Помпеях, Геркулануме и Неаполе. Храм Изиды в Помпеях был поврежден настолько, что его больше не восстанавливали. Нельзя сказать, что вулканическая природа других местностей Южной Италии могла быть неизвестна ее жителям. Вулканы Липарских островов — Вулькано и Стромболи — так же, как и Этна в Сицилии, часто начинали действовать, и даже островной вулкан Искья вблизи Неаполя в VII и IV вв. до н. э. сильными извержениями изгонял греческих поселенцев и оживал даже в 1302 г. Везувий же молчал, возможно в течение тысячелетий, пока не был пробужден к новой жизни катастрофическим «начальным извержением» 79 г.

Римский писатель Плиний Младший, который в то время (в возрасте 18 лет) гостил в Мизено на северном берегу Неаполитанского залива в имении своего дяди

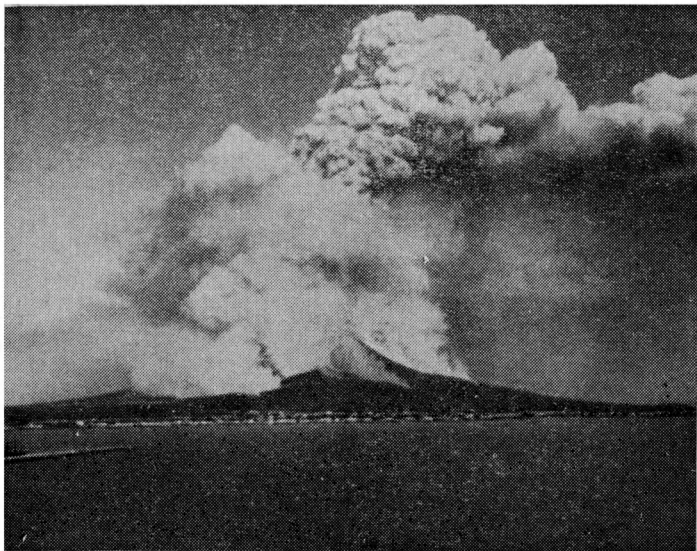


Рис. 31. Извержение Везувия в 1872 г. послужило началом очередного цикла его деятельности. Облака пара высотой до 1 км сопровождают лавовые потоки, стекающие по его склонам (снимок от 26 апреля 1872 г.).

Плиния Старшего¹ — в то время командующего римским флотом², — описал это извержение в двух письмах к римскому историку Тациту. Он писал, что около полудня 24 августа 79 г. его мать заметила необычно большое белое облако и сообщила об этом его дяде. Тот сразу же поднялся на возвышенность, чтобы своими глазами рассмотреть это примечательное явление. «Облако поднималось из какой-то горы (смотревшие издали не могли разобрать откуда; позднее узнали, что это был Везувий); ни одно дерево лучше пинии³ не передавало его формы. Оно поднималось кверху словно высокий ствол и расходилось ветвями... Было оно местами белым, местами в грязных пятнах, словно подняло вместе с собой землю

¹ Плиний Старший (23—79 гг.) — государственный деятель и ученый — был одним из крупнейших естествоиспытателей античной эпохи, автором 37-томной «Естественной истории». — *Прим. перев.*

² Точнее, одной из его эскадр. — *Прим. перев.*

³ Итальянской сосны. — *Прим. перев.*

и пепел»¹. Изучение этого явления было достойно Плиния Старшего. Он решил переехать залив, тем более что до него дошел зов о помощи команды корабля из Ретины (ныне Резина)² — города, лежащего у подножия Везувия, — которая искала спасения. Поэтому он сам отправился туда на четырехвесельной лодке под парусом. Вскоре начал падать пепел, и, чем дальше он плыл, тем более горячим и густым он становился. К концу пути падали также «куски пемзы и черные обожженные, растрескавшиеся от огня камни». Поскольку причалить к Ретине оказалось невозможным, Плиний Старший изменил свой план. Он решил навестить друга, жившего в Стабии, где, однако, застал всех бегущими от грозящей беды. Тогда он собрал все мужество и, чтобы показать свою неустрашимость, велел отнести себя в баню и, вымывшись, возлег обедать «...весело или притворяясь веселым. Между тем по Везувию во многих местах широко разлилось пламя и высоко поднялся огонь от пожаров, которые своим блеском и светом разогнали ночную темноту. Дядя, желая успокоить напуганных, твердил, что деревенские жители в смятении не загасили очагов и что горят брошенные опустелые усадьбы». Впрочем, Плиний Старший искупил вину за ошибочную оценку положения своей смертью. Вскоре и на Стабию пролился густой дождь пепла и камней. От непрерывных подземных толчков раскачивались дома. Сернистые испарения и плотные облака пара затрудняли дыхание. Все бежали в паническом страхе, все, только не Плиний. На третий день его нашли мертвым на морском берегу.

Между тем и Мизено, где находился Плиний Младший, сотрясаясь от подземных толчков, которые вначале не принимались всерьез, «потому что в Кампании землетрясение обычно». К вечеру, как всегда, все успокоилось. Однако подземные толчки становились все сильнее, так что жителям пришлось оставить дома и собраться на дворовых участках. К утру сотрясения настолько усили-

¹ Здесь и ниже цитируется по русскому переводу в книге: «Письма Плиния Младшего», Изд-во АН СССР, М. — Л., 1950, с. 174—175 и 180—182. — *Прим. перев.*

² В русском переводе «Писем» говорится, что просьба о помощи исходила от Ректины, владелицы усадьбы, лежащей у подножия Везувия. — *Прим. перев.*

лись, что было решено «выйти из города; за нами следовала потрясенная толпа, которая предпочитает чужое решение своему... Огромное количество людей теснило нас и толкало вперед. Выйдя за город, мы остановились. Тут случилось с нами много диковинного и много ужасного. Повозки, которые мы распорядились отправить вперед, находясь на совершенно ровном месте, кидало из стороны в сторону, хотя их и подпирали камнями. Мы видели, как море втягивается в себя же; земля, сотрясаясь, как бы отталкивала его от себя. Берег, несомненно, выдвигался вперед; много морских животных застряло на сухом песке. С другой стороны, в черной страшной грозовой туче вспыхивали и перебегали огненные зигзаги, и она раскалывалась длинными полосами пламени, похожими на молнии, но бóльшими... Немного спустя, туча эта стала спускаться на землю, покрыла море; опоясала Капри и скрыла их; унесла из виду Мизенский мыс... Стал падать пепел, пока еще редкий; оглянувшись, я увидел, как на нас надвигается густой мрак, который, подобно потоку, разливался вслед за нами по земле. Свернем, — сказала я, — пока видно, чтобы не растянуться по дороге и чтобы нас не растоптали в потемках наши спутники. Едва мы приняли это решение, как наступила темнота, не такая, как в безлунную или облачную ночь, а какая бывает в закрытом помещении, когда потушен огонь. Слышны были женские вопли, детский писк и крики мужчин: одни звали родителей, другие детей, третьи жен или мужей сиюсь распознать их по голосам... Чуть-чуть посветлело; нам показалось, однако, что это не рассвет, а приближающийся огонь. Огонь остановился вдали; вновь наступили потемки; пепел посыпался частым тяжелым дождем. Мы все время вставали и стряхивали его; иначе нас закрыло бы им и раздавило под его тяжестью... Мрак наконец стал рассеиваться, превращаясь как бы в дым или в туман; вскоре наступил настоящий день и даже блеснуло солнце, но желтоватое и тусклое, как при затмении... Глазам еще трепетавших людей все представилось изменившимся: все было засыпано, словно снегом, глубоким пеплом...»

Что можно сказать о сообщении Плиния Младшего, пожалуй первом подробном описании вулканического извержения вообще? Оно все-таки составлено субъек-

тивно и касается лишь непосредственных впечатлений самого писавшего и «геройского» поведения его дяди. Кроме этого мы не узнаем ничего ни о том, что в это же время на Помпеи выпал неслыханный дождь пепла и лапиллей; которые погребли под собой город, ни о том, что тысячи жителей, не сумевших своевременно покинуть город, были заживо похоронены в своих домах или задохнулись от ядовитых газов, ни о том, что под грязевыми потоками исчез Геркуланум и погибла Стабия; совсем умалчивалось и об изменениях, происшедших с самой горой. В дальнейшем даже сведения о местоположении названных городов были утрачены. Над засыпанным Геркуланумом были построены кварталы города Резина; так продолжалось полтора тысячелетия, пока при строительстве водопровода не были обнаружены первые следы забытого города, которые, впрочем, не вызвали вначале никакого интереса. Лишь после того, как при рытье колодца нашли статуи и продолжили поиски, находка в 1730 г. плиты с надписью вселила уверенность, что удалось натолкнуться на Геркуланум, а десятью годами позднее при раскопках холма, известного под названием Чивита, — на развалины, которые приняли за засыпанный город Стабию. 16 апреля 1763 г. выяснилось — опять в результате находки надписи на цоколе статуи, — что найденный город, который в результате продолжающихся до наших дней раскопок раскрыт в своем прежнем величии, не Стабия, а Помпеи. Эти раскопки и связанные с ними находки скелетов, предметов обстановки, украшений, а также интенсивные геологические исследования позволили восстановить размеры катастрофического извержения Везувия в 79 г. (рис. 32 и 33).

О предыстории Везувия известно немного. Предполагается, что он начал свое существование как подводный вулкан, затем поднялся над поверхностью моря и стал островным вулканом, а позднее соединился с сушей. Извержением 79 г. началась, таким образом, после эпохи затишья, длительность которой неизвестна, новая вулканическая фаза, продолжающаяся и в настоящее время. Это (возобновленное) «первичное извержение» началось мощным взрывом, который снес большую часть вершины горы. Он оставил после себя гигантскую котловину, окруженную кольцевым валом —

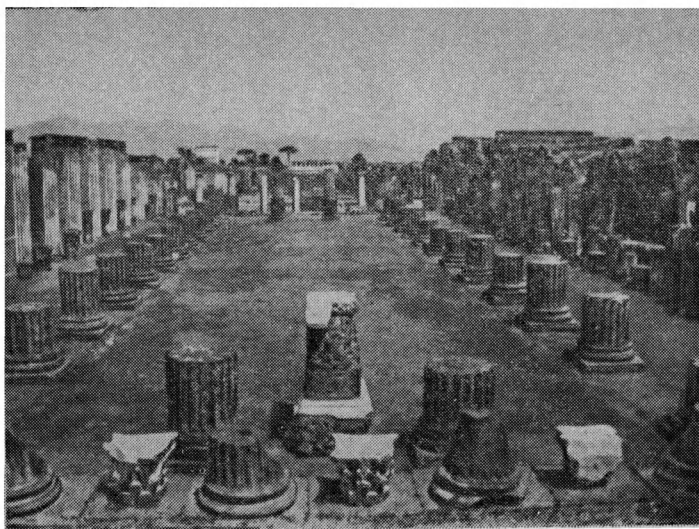


Рис. 32. Раскопки, начатые в 1748 г. и продолжающиеся до настоящего времени, свидетельствуют о былом великолепии города Помпеи, засыпанного вулканическим пеплом во время извержения Везувия в 79 г. На фото — развалины базилики.

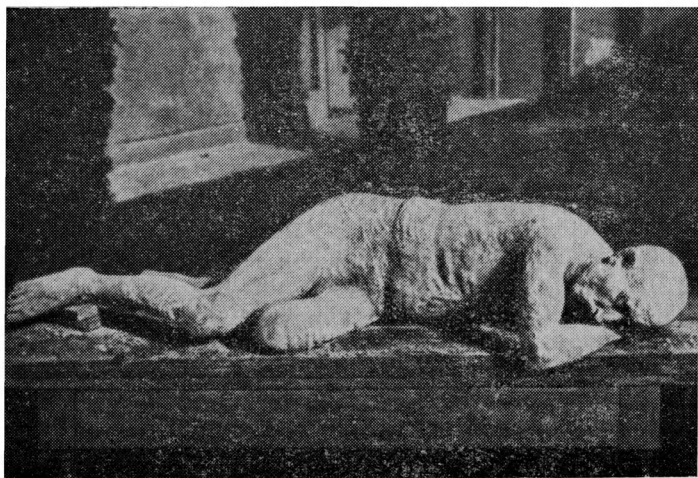


Рис. 33. Гипсовый слепок одного из жителей Помпеи, погибшего при извержении Везувия в 79 г.; форма его тела сохранилась в виде пустоты в затвердевшем пепле.

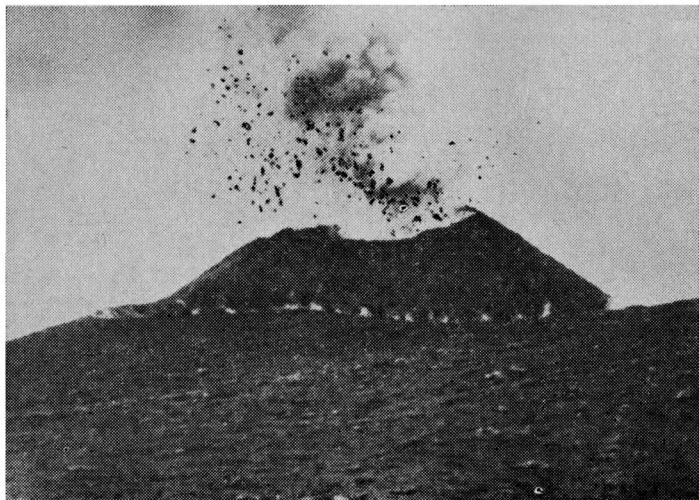


Рис. 34. Выброс рыхлого материала из Везувия в 1895 г.

Соммой, — в которой в дальнейшем поднялся новый вулкан — современный Везувий. Таким образом, это древнейшее из известных извержение, во время которого извергались лишь рыхлые продукты, следует отнести к той категории описанного в предыдущем разделе высокоэксплозивного вулканизма, для которой Стоппани ввел термин «плинианский тип». Именно эту форму деятельности сохранял вулкан вначале. Эксплозивные извержения упоминаются в 203, 512, 685 и 993 гг. Поворотным пунктом в механизме извержений явилось извержение 1036 г., начиная с которого Везувий вступил в фазу смешанной эксплозивно-эффузивной «вулканской» деятельности, продолжающуюся до настоящего времени. За начальным эксплозивным извержением следовали излияния лавовых потоков, причем не только из вершинного кратера, но также и из отверстий на склоне горы. Сообщалось, что потоки «горящих веществ» устремились в море. Затем последовало еще несколько извержений подобного типа, и после длительного затишья — крупное извержение 16 декабря 1631 г. Оно началось мощным взрывом, вслед за которым высоко поднялось темное, наполненное пеплом облако в форме пинии; очень скоро всю

эту область охватила тьма, и дождь из пепла и шлаков обрушился на окружающие селения. Вновь спасались бегством тысячи жителей. На следующее утро на юго-западной стороне горы раскрылись трещины, из которых хлынула лава. Она разделилась на бесчисленные языки, которые с большой скоростью стекали вниз по склону, проникали в селения и спустя 2 ч на расстоянии 6 км от места выхода наконец достигали моря. Аналогичный лавовый поток образовался и на южной стороне. Вечером 17 декабря дождь грязи излился на Неаполь, и грязевые потоки вторглись в несколько селений у подножия Везувия. 6 городов были разрушены грязевыми потоками, 9 — затоплены грязью. Во время извержения погибло около 4000 человек. Везувий стал ниже на 168 м, а его кратер увеличился вдвое. С этого времени он проявляет более или менее циклическую активность, протекающую по упомянутой выше схеме, т. е. после более или менее длительного затишья, во время которого большей частью происходило лишь испускание пара и газов, кратер начинал наполняться лавой, которая временами переливалась через край. В случаях когда столб лавы стоит в кратере или жерле очень высоко и давление скопившихся под ним газов превышает критическую величину, извержение начинается с эксплозии, сопровождаемой пиниеобразным вулканическим облаком; затем следуют излияния лавы, часто из трещин в склоне горы, предвещая окончание цикла. Один из самых типичных эруптивных циклов этого рода протекал с 1872 по 1906 г. (см. рис. 31). В это же время Везувий достиг наибольшей известной высоты — 1322 м. Самое сильное и, вероятно, самое драматическое извержение Везувия после 1906 г. началось в конце второй мировой войны, когда американские войска, высадившиеся на юге Италии, были втянуты в ожесточенные бои с остатками фашистских частей. Эруптивные тучи, насыщенные пеплом и шлаками, поднялись до высоты 7 км. Потоки лавы, стекавшие по склону, разрушили 2 селения и сельскохозяйственные угодья; пепел засыпал улицы. Отряды американских войск были вынуждены не столько воевать, сколько заниматься эвакуацией почти 5000 беженцев из разрушенных селений, и при этом понесли значительный ущерб, бросив большое число самолетов, на которые пролился неслыханный дождь из пепла и

камней. Так продолжалось 8 дней, пока Везувий не прекратил свою деятельность.

Везувий принадлежит к числу тех немногих вулканов, для которых имеются более или менее удовлетворительные представления о характере и глубине залегания вулканического очага. Слои осадочных пород, слагающие основание вулкана, образуют в Неаполитанском заливе мульдообразный прогиб. Полуостров Соррент, образующий южный борт мульды, слагается доломитами и известняками триасового и мелового возраста, погружающимися по направлению к заливу и соответственно под Везувий. Там они в свою очередь перекрываются песчаниками, мергелями и глинами. По «углу падения» этих слоистых пород, т. е. по величине угла, который они образуют с горизонтальной плоскостью, можно оценить глубину их залегания под Везувием. Жерло, ведущее от магматического очага к поверхности, неизбежно должно прорывать эти серии горных пород. У стенок жерла, и прежде всего вблизи магматического очага, эти породы под воздействием высокой температуры магмы должны претерпеть более или менее сильные изменения, которые называют «контактовым метаморфизмом». Обломки этих пород захватываются при извержениях и попадают наружу вместе с продуктами вулканизма. При изучении таких обломков оказалось, что в третичных породах обнаруживаются едва заметные изменения, в то время как воздействие магмы на меловые известняки уже более отчетливо выражается в перекристаллизации карбонатного вещества. Глыбы триасовых известняков преобразованы еще более интенсивно. Они обогащены кремнекислотой, заимствованной из магмы, и превращены в известково-силикатные породы. Это могло произойти лишь под непосредственным воздействием магмы. Вулканолог Ритман сделал на основании этого вывод о том, что именно здесь следует искать кровлю магматического резервуара; ее глубина может составлять, судя по наклону слоев, приблизительно 5 км.

В связи с этим особый интерес представляет тот факт, что продукты извержений Везувия испытывают с течением времени заметное изменение химического состава — от средних к основным. Так, остатки более древнего вулкана Соммы состоят из пород трахитового состава (средних пород с существенным содержанием щелоч-

ного полевого шпата), в то время как начиная с «плинианского» извержения 79 г. во все возрастающем количестве извергались лейцитовые тефриты (основные породы). Согласно Ритману, такое резкое изменение состава магмы может быть результатом ассимиляции известняка или доломита магмой, первоначально более богатой кремнекислотой. Из этого можно сделать и обратный вывод — о том, что кровля магматической камеры прогрессивно перемещалась в пределах триасовых доломитов. Это могло быть и не связано с подъемом магматической камеры; причиной могло являться постоянное возрастание нагрузки на основание Везувия в результате увеличения его объема при извержениях и обусловленное этим прогибание слоев осадочных пород.

Хотя Везувий со времени плинианского извержения стал наиболее известным из вулканов Средиземноморья, о котором не только написаны труды каждым исследователем, посетившим его, но и с которым связано множество легенд, он все же уступает в некотором отношении вулкану Этна в Сицилии. Сицилийцы зовут его «Монгибелло» (гора гор). Этна не только крупнейший из вулканов Европы, но и один из наиболее значительных действующих вулканов на Земле. Это почти вулканический горный массив с основанием, равным в поперечнике 45 км, и высотой около 3300 м. Он потрясает своими размерами, особенно если смотреть на него с моря. На склонах вулкана, подножие которого расположено непосредственно у поверхности моря, можно проследить смену почти всех климатических зон: от субтропического средиземноморского климата внизу, до суровых условий у вершины, почти 10 месяцев в году покрытой льдом и снегом. В отличие от многих конических стратовулканов простого строения склоны Этны весьма разнообразны по своей морфологии и, что особенно примечательно, покрыты сотнями паразитических кратеров, причем некоторые из них являются почти самостоятельными вулканами. При каждом более или менее крупном извержении к ним добавляются новые. Этна обнаруживает в этом отношении сходство с упоминавшимся выше вулканом Ключевская сопка. Паразитические кратеры ее также нередко «салятся» на радиальные трещины. Склоны вулкана заселены подобно

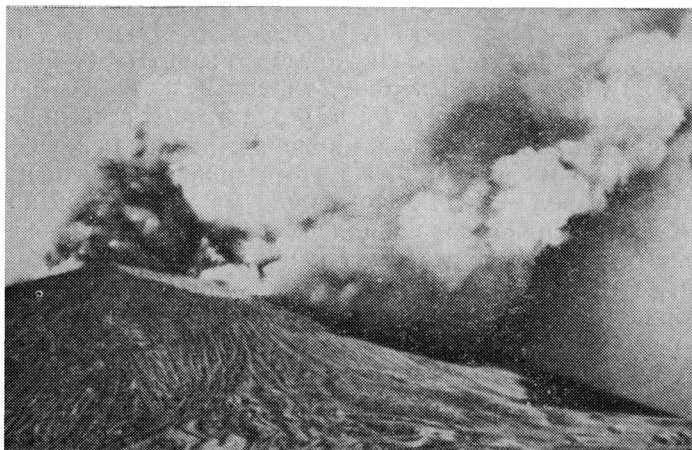


Рис. 35. Эксплозивное извержение из центрального кратера Этны (Сицилия) 1 сентября 1909 г.

Везувию, и фруктовые сады поднимаются высоко вверх, прерываясь лавовыми потоками, не покрытыми растительностью. Более древние потоки лавы вследствие выветривания приобрели у поверхности бурый цвет, в то время как самые молодые характеризуются густо-черной окраской. В других местах, особенно на расположенных выше участках, их облик вновь определяют серые и серо-коричневые пеплы. На вершине горы расположен глубокий главный кратер диаметром около 500 м, ниже — северо-восточный кратер, особенно часто действовавший в последнее время. Как и другие вулканы, Этна формировалась в точке пересечения значительных зон нарушений земной коры, имеющих преимущественно широтные и меридиональные простирания, и, кроме того, именно в том месте, где Известняковые Апеннины, подходящие со стороны Италии и на острове Сицилия резко изгибающиеся к западу, прерываются высоко приподнятой глыбой пород фундамента. Последняя занимает область «носки» итальянского «сапога» — Калабрию, а также Пелоританский массив в северо-восточном углу Сицилии. Движения по краевым разломам послужили причиной многих разрушительных землетрясений, как, например, Мессинского в 1908 г.

Этна, собственно говоря, является лишь самым молодым звеном в цепи более древних вулканов, исчезнувших в результате катастрофических эксплозий или обрушений. Примечательно, что центр активности при этом перемещался с востока на запад. Следы наиболее древних предшественников Этны следует искать, по всей вероятности, на дне Ионического моря; даже на Сицилии, к востоку от современной Этны, было по крайней мере два ее предшественника. Юго-восточный склон массива Этны круто обрывается в гигантскую котловину Валле-дель-Бове. Сарториус фон Вальтерсхаузен, исследовавший вулкан еще около 100 лет назад, смог доказать, что часть этой котловины, непосредственно граничащая с Этной, представляет собой обрушенное древнее вулканическое сооружение. Особенности залегания слоистых частей лавовых потоков, вскрываемых на стенках высотой до 1000 м, позволяют даже определить размеры, и в том числе высоту, этого бывшего «вулкана Трифольетто», достигавшую, по-видимому, примерно 2500 м.

Этна принадлежит к числу тех вулканов Италии, которые в историческую эпоху почти постоянно действовали, в том числе и тогда, когда Везувий (до 79 г.) еще не пробудился от своего долгого сна, причем иногда активность усиливалась вплоть до сильных извержений, причинявших значительный материальный ущерб и уносивший многие жизни. Всего за историческую эпоху известно немногим более 100 таких извержений, которые продолжались, не снижая своей силы, и в новейшее время. Деятельность Этны аналогична описанной выше активности Ключевской сопки. Из главного кратера почти непрерывно выпускались пары и газы, нередко прерываясь небольшими выбросами пепла. Однако главная деятельность протекает большей частью на участках, расположенных ниже, причем главный кратер иногда не обнаруживает при этом заметного повышения активности. Когда на склонах вулкана под давлением масс лавы и выделяющихся из нее газов раскрываются трещины, из них в отдельных местах извергается вулканический материал; при этом вверх выпускаются пары и газы или выбрасываются эксплозивным путем рыхлые вещества, а вниз изливаются лавовые потоки. Вокруг новых центров извержений нагромождаются новые па-

разитические конусы, оживляющие рельеф горы. Лавы Этны изменяются по составу от андезитовых до базальтовых. Самое драматическое из извержений исторической эпохи разыгралось в 1669 г. Оно унесло около 20 000 человеческих жизней. Извержение началось одним из столь частых и пользующихся дурной славой в Сицилии землетрясений, которое полностью разрушило город Николози. В ночь с 10 на 11 марта на всем протяжении от вершины Этны и до Николози раскрылась трещина, вдоль которой начали действовать многочисленные кратеры. Недалеко от города были не только засыпаны два паразитических конуса горы Монте-Росси, но началось также излияние огромных масс лавы, которые 12 марта разрушили городок Мальпассо, насчитывавший 8000 жителей, а затем повернули к городу Катании, достигнув его укреплений 15 апреля. Несмотря на мужественные попытки жителей отвести лавовый поток (см. стр. 300), он в конце концов пробил в городской стене брешь шириной 50 м, прошел, разрушая все, через город и дошел до моря. В связи с этим извержением произошел обвал вершины Этны, которая потеряла 300 м высоты. Катастрофические последствия этого извержения объясняются прежде всего низким положением его центра, расположенного в непосредственной близости к густонаселенному подножию горы. Ущерб, причиненный большинством извержений, происходящих на более высоких участках горы, был, напротив, относительно небольшим.

Сильное извержение 1928 г. также отчетливо указало на перемещение активности из области вершины горы в более низкие ее части. 2 ноября около 16 ч 30 мин из расположенного близ вершины северо-восточного кратера поднялось на большую высоту темное эруптивное облако, насыщенное пеплом. Взрывы продолжались в течение часа. Вскоре после 18 ч на высоте 2660 м раскрылось отверстие, из которого последовали выбросы шлаков и пепла и излился небольшой поток лавы. Днем позже вновь раскрылась трещина, на этот раз ниже, на высоте от 2500 до 1900 м. Вдоль трещины стали действовать 12 новых кратеров, причем из расположенных выше извергался рыхлый материал, а из нижних — лавы. После 13 ч интенсивной деятельности наступило затишье. Однако на следующий день при сильных под-

земных толчках вновь раскрылась трещина, на этот раз еще ниже, на высоте около 1200 м. Из более высокой части трещины струились облака пара и газов, из более низкой — излился мощный поток лавы типа «аа», медленно двинувшийся к городку Маскали и частично разрушивший его. 3 декабря после сильных повторных извержений из северо-восточного кратера вновь наступило затишье.

Одно из сильных извержений последнего времени началось 5 апреля 1971 г. Если в предшествующие годы деятельность была ограничена преимущественно северо-восточным кратером, то на этот раз на южной стороне горы, на высоте 2900 м, раскрылись новые кратеры, из которых в сторону панорамного шоссе Маренева неудержимо двинулись потоки лавы. На Этне были разрушены 4 мачты канатной дороги и создавалась угроза горной и промежуточной станциям. Чтобы предотвратить больший ущерб, была предпринята попытка соорудить из рыхлого материала защитные валы и отвести лавовые потоки. Однако месяц спустя, в ночь с 9 на 10 мая, на восточном склоне горы раскрылись два новых кратера, из которых лавовые потоки потекли вниз до высоты 1100 м. Панорамное шоссе в трех местах было затоплено лавой, после чего она двинулась к общине Сант-Альфио. Были опустошены большие площади сельскохозяйственных угодий, сгорели крестьянская усадьба, несколько амбаров и жилых домов, пока лава не остановилась у края селения.

Таким образом, Этна характеризуется постоянной активностью, которая в среднем через каждые 3—5 лет усиливается до более значительных извержений и представляет собой один из наглядных примеров смешанной эффузивно-эксплозивной деятельности.

Рассмотрение этого типа вулканической активности было бы неполным без упоминания о явлении самого недавнего прошлого, которое не только привлекло внимание геологов и вулканологов, с особым интересом следивших за ним, но и предоставило большой материал журналистам и писателям, — возникновении вулкана Парикутин в Мексике в 1943 г. (цветное фото 5).

Дионисио Пулидо, крестьянин из индейской деревни Тараскан, не сделался бы героем газетных репортажей, если бы буквально в течение одной ночи не получил

весьма сомнительный «подарок» в виде вулкана. Дионисио владел клочком земли неподалеку от свего жилища, в долине Ранчо-Тепаква — плодородной полосе земли между древними, давно потухшими вулканическими конусами, — где располагалась его ферма. Долгие годы он всей семьей обрабатывал этот участок. Отверстие, существовавшее в земле, мало беспокоило его. Впрочем, ничего сверхъестественного здесь никогда не замечалось. 20 февраля 1943 г., как всегда, он вышел из дому с женой, сыном и одним из соседей, чтобы подготовить участок земли для посадок. Все шло как обычно до второй половины дня, когда стали происходить довольно странные вещи. Началось с того, что около 16 ч Дионисио Пулидо внезапно заметил образующуюся в земле трещину, пересекающую поперек упомянутое отверстие. С громом вспучилась земля, из трещины повалил дым с сернистыми испарениями. Вскоре посыпались искры, от которых загорелись окрестные деревья. Очевидцы этого зрелища избрали для себя единственно разумный в этой ситуации выход, спешно покинув место действия. Высоко поднявшийся столб дыма вскоре можно было наблюдать из города Парангарикутиро на расстоянии около 4 км. Уже к вечеру из трещины полетели более крупные камни, а ночью — большие раскаленные бомбы, сопровождаемые гулом и вспышками молний. К утру возник конус из пепла и шлаков высотой 10 м, который постоянно увеличивался благодаря выбросам; к полудню он достиг высоты 50 м и продолжал расти вследствие непрерывного поступления больших масс раскаленного материала. Не могло быть никаких сомнений: родился новый вулкан. Если вначале в процессе эксплозий, которые все усиливались, извергались лишь пепел и вулканические выбросы, то на второй день начались излияния лавы.

К концу первой недели конус достиг высоты 140 м. Эксплозивная деятельность продолжала усиливаться. Высоко в воздух выбрасывались огромные массы вязких вулканических продуктов; грохот был слышен не только на большей части мексиканского штата Мичоакан, в котором находился Парикутин, но и в городе Гуанахуато, лежащем в 350 км к северу-востоку. Вулканическая деятельность Парикутина в течение первого года его существования возросла во много раз. Раскаленные вул-

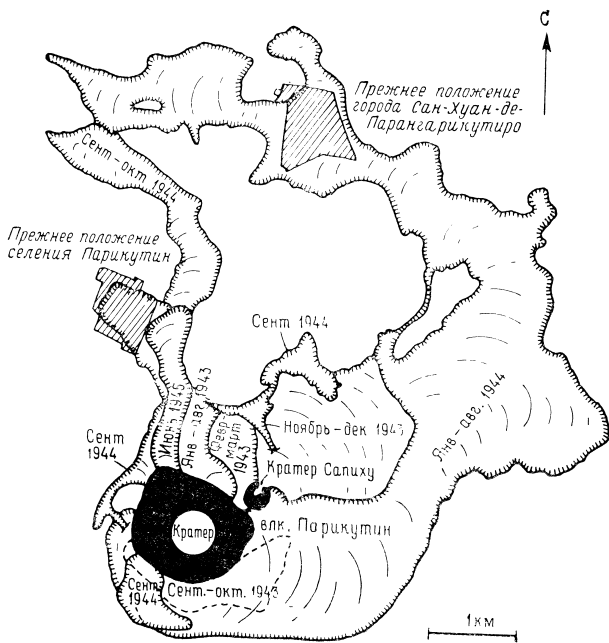


Рис. 36. Под лавовыми потоками, излившимися из вулкана Парикутин (Мексика) в первые три года его существования (1943—1945), были погребены значительные площади сельскохозяйственных угодий, а также селения Парикутин и Сан-Хуан-де-Парангарикутиро (по Булларду, с упрощениями).

канические массы, подобно гигантским ракетам, выбрасывались на высоту 600—1000 м и падали на склон конуса. Вздвигающиеся столбы дыма и пепла достигали временами высоты 6000 м, и в далеких окрестностях вулкана пеплопады стали частым явлением. Выпадение тонкого пепла ощущалось в период с 8 по 10 апреля даже в городе Мехико, на расстоянии 320 км от вулкана. К концу первого года своего существования Парикутин достиг высоты 325 м. Если вначале преобладала эксплозивная деятельность, то позднее на первый план выступили извержения лавы, происходившие наиболее бурно из побочного кратера Салиху, возникшего осенью 1943 г. и уже летом 1946 г. погребенного под потоками

лавы. Время от времени лава изливалась из небольших отверстий у подножия главного конуса. Особенно сильный лавовый поток возник в январе 1944 г. Изливаясь в течение многих месяцев, он окружил со всех сторон конус, проследовал по речной долине и в июне достиг расположенного в этой долине города Сан-Хуан-де-Парангарикутиро, который в конце концов был погребен под ним, и продвинулся еще далеко вперед. Другой лавовый поток, возникший в сентябре 1944 г., двинулся по ущелью к деревне Парикутин, которая также была погребена под ним. Наступая дальше, он в конце концов соединился с «потоком Сан-Хуан». Тем самым было очерчено кольцеобразное лавовое поле диаметром около 7 км; изливания лавы, происходившие в последующие годы, не привели к заметному изменению его размеров (рис. 36). Возникли все новые отверстия, из которых пробивалась наружу лава, в то время как прежние закрывались. Вулканическая активность последующего периода по сравнению с извержениями первых лет оказалась относительно умеренной. Еще одно особенно сильное извержение лавы началось 8 февраля 1952 г. и длилось вплоть до 22 февраля, после чего стало заметно ослабевать и спустя 3 дня внезапно прекратилось. Так, спустя 9 лет и 12 дней закончилась деятельность вулкана Парикутин. Отныне он возвышался на 457 м над плато, от которого начал расти (высота над уровнем моря 2774 м). Излившаяся из него лава, составившая около 27% всего извергнутого материала, покрыла площадь 24,8 км². Лава, излившаяся вначале, образовала при застывании оливинсодержащий андезит с 55%-ной концентрацией кремнекислоты, однако со временем она становилась все более «кислой», так что к концу вулканической деятельности (1952 г.) содержание кремнекислоты составило 60%.

С этого времени Мексика стала еще на один вулкан богаче, ибо почти на 200 лет раньше, в 1759 г., также в штате Мичоакан, приблизительно в 80 км к юго-востоку от Парикутина, при аналогичных обстоятельствах уже возник новый вулкан Хорульо, деятельность которого продолжалась до 1775 г. В числе естествоиспытателей того времени, посетивших вулкан уже после затухания главного этапа его деятельности, был Александр фон Гумбольдт, изучавший в 1803 г. поствулканическую деятельность Хорульо.

Вулканизм умеренного типа

Среди вулканов Земли известно небольшое количество таких, которым свойственна почти постоянная, но умеренная деятельность. Показательным примером может служить вулкан Стромболи (рис. 37, см. также цветное фото 3). Характеристика его вулканической деятельности под названием «стромболианская» была принята Меркалли в его схеме классификации вулканов в качестве одного из главных типов вулканизма. Для стромболианской деятельности наиболее характерен слабый эксплозивный выброс раскаленных обрывков лавы, сопровождаемый белым облаком пара. Судя по цвету последнего, оно содержит меньше пепла по сравнению с «вулканским» или «плинианским» эруптивным облаком. Столб лавы, высоко стоящий в кратере, легко покрывается коркой, и через короткое время — несколько минут или полчаса — зрелище повторяется.

Стромболи, принадлежащий к Липарским островам,

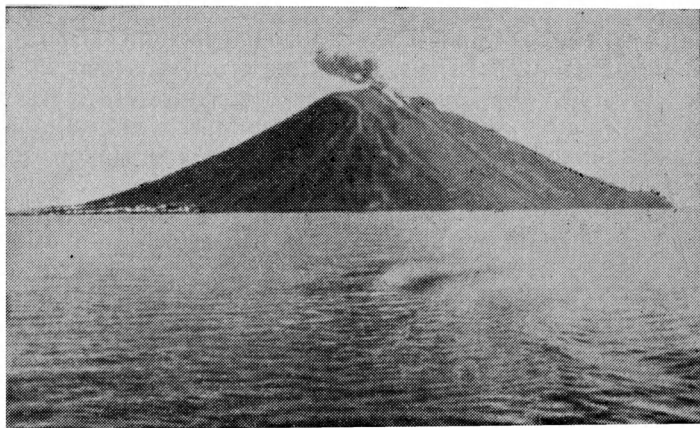


Рис. 37. Островной вулкан Стромболи (Липарские острова), над которым постоянно в течение дня встает белое облако пара, а по ночам видны отблески пламени, получил от моряков название «Маяк Средиземного моря». Справа — «Скьяра-дель-Фуоко», слева — селение Сан-Винченцо.

расположен в углу, образованном южной Италией и Сицилией, и возвышается в виде могучей пирамиды высотой 927 м, поднимающейся непосредственно из моря. Благодаря появляющемуся над ним через короткие промежутки времени облаку, белому днем, а ночью освещенному огненными фонтанами — выбросами раскаленных шлаков, — Стромболи всегда виден издали и прозван моряками еще с древнейших времен «маяком Средиземного моря».

Кратер вулкана, расположенный приблизительно на 250 м ниже вершины, предстает перед наблюдателем в виде овальной котловины, заполненной отчасти лавой, отчасти глыбами. Со стороны вершины горы он ограничен вертикальными стенками, а со стороны моря наблюдается весьма своеобразное явление. Дно кратера переходит здесь в широкий ровный склон, наклонно спускающийся к морю, который называют «Скьяра-дель-Фуоко» (огненная осыпь). Почти весь материал, выброшенный из кратера и не упавший в него обратно, скатывается вниз по Скьяра-дель-Фуоко, который служит также удобным ложем для лавы, вытекающей время от времени из кратера. В отношении происхождения Скьяра существует много различных предположений. В то время как вулканолог Скроуп, детально изучавший Стромболи и составивший в 1872 г. описание его деятельности, считал, что сегмент конуса был снесен взрывом, другие исследователи полагали, что часть склона вулкана сползла по наклонной поверхности сместителя разрывного нарушения, оставив после себя Скьяра.

Стромболи является уникальным вулканом и в другом отношении, а именно в том, что его кратер имеет 3 отверстия, которые, как явствует из доклада сэра Уильяма Гамильтона, сделанного в 1786 г., занимали то же положение еще по крайней мере около 1600 г. Перре принял их за разветвленные выходы единственного жерла, что, однако, вызывало сомнения, поскольку активность отверстий не была одновременной. Остается предположить, что речь идет об изолированных, глубоко проникающих каналах, допускающих подъем газов и магмы.

Тем не менее на Стромболи, как и в некоторых других случаях, оправдывается поговорка о том, что нет правила без исключений, так как время от времени вул-

кан выходит из этих рамок. При этом он переходит на какой-то период к деятельности «вулканского» типа, иными словами, извержения усиливаются и могут даже создавать угрозу жителям обоих селений острова — Сан-Винченцо и Джиностра. Выбросы шлаков иногда усиливаются до такой степени, что жители вынуждены искать защиту в домах. К счастью, селения отгорожены от кратера возвышающейся над ним вершиной горы, а движение лавовых потоков обычно происходит по Скьярадель-Фуоко. Особенно сильное извержение, при котором погибло два человека, произошло в 1930 г., последующие были отмечены в 1933, 1935 и 1951 гг. Известны, однако, и противоположные случаи, когда «стромболианская» деятельность переходит в «сольфатарную», при которой извержения прерываются и происходит лишь истечение газов и паров (см. стр. 181).

Многое в механизме умеренной, но почти непрерывной деятельности Стромболи остается загадочным. Некоторые геологи предполагают, что важной предпосылкой этого служит наличие Скьярадель-Фуоко, поскольку эта поверхность обеспечивает постоянное удаление вулканических продуктов, которые в ином случае привели бы к закупориванию кратера и подготовке более сильных эксплозий.

Стромболи, как и другие упомянутые выше вулканы южной Италии, имеет своих предков. Когда-то, в доисторическую эпоху, здесь могла иметь место сильная эксплозия, аналогичная происшедшей на Сомме-Везувии и разрушившая большую часть пра-Стромболи. С воздыманием нового вулкана изменился и характер его продуктов. Если из первоначального вулкана извергались андезитовые лавы, то из современного изливаются легкоподвижные базальты.

Стромболи, как и Этна, действует с незапамятных времен и под названием «Стронгиле» (Strongyle) упоминается еще древнегреческими и римскими писателями и учеными, такими, как Аристотель, Страбон и Плиний Старший. В соответствии с этими описаниями мы можем сделать вывод о том, что деятельность вулкана по крайней мере в течение последних 2500 лет происходила в том же ритме, что и сейчас.

Хотя Стромболи и является единственным в своем роде вулканом, известно, однако, немало таких, которые

иногда обнаруживают «стромболианскую» деятельность. К ним принадлежат, в частности, Изалько в Сальвадоре, Сангай в Эквадоре и Семеру на острове Ява.

Континентальный рифтовый вулканизм

Помимо вулканизма зон субдукции, связанного со сходящимися краями плит, материка обнаруживают и другую его форму, совершенно не похожую на первую: вулканизм материковых рифтовых зон. Последние представляют собой зоны растяжения земной коры, характеризующиеся системами трещин глубокого заложения, которые прослеживаются на большие расстояния и способствуют подъему магматических расплавов из области верхней мантии. Они выделяются в ландшафте в виде грабенообразных опусканий протяженных узких пластин континентальной земной коры. Наиболее впечатляющим примером глобальных масштабов может служить *система Восточно-Африканских грабенов*, или «рифтовых долин» (rift valley).

Не может быть никаких сомнений в том, что эти грабены, как было показано на стр. 24, непосредственно связаны с рифтами срединно-океанических хребтов. Значительная часть сторонников мобилизма в глобальной тектонике видит в рифтовой системе Восточной Африки область, в которой африканский материк в процессе развития «оси спрединга» начинает раскалываться, подготавливая пространство для будущего океана. Другие, напротив, считают, что подобное раскалывание материка не приводит неизбежно к образованию нового океана. С этой точки зрения они рассматривают рифтовую систему Восточной Африки как «попытку» раскола африканского материка, которая, однако, по крайней мере до сих пор, остается безуспешной.

Хотя эти континентальные рифты и являются непосредственным продолжением срединно-океанических, они, однако, принципиально отличаются от последних тем, что продукты вулканизма в них не являются толеитовыми, а крайне изменчивы по составу. В так называемом «треугольнике Афар» в Эфиопии, там, где океанические рифты вторгаются на африканский материк, ландшафт определяют обширные базальтовые покровы с щелочно-

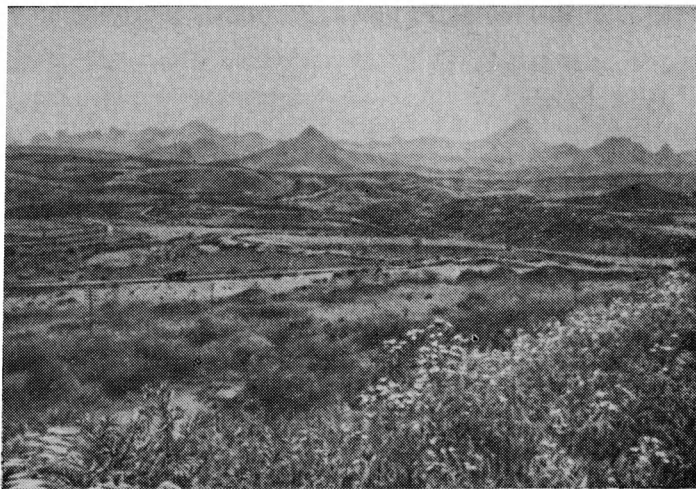


Рис. 38. «Треугольник Афар» (Эфиопия), в котором сходятся рифтовые системы Красного моря, Аденского залива и Восточно-Африканского «рифта Грегори», является одним из наиболее живописных материковых вулканических ландшафтов, созданных процессами базальт-трахитового вулканизма с третичной эпохи по настоящее время. На фотографии — трахитовые горы близ Адува.

базальтовым уклоном и массивы трахитов (рис. 38); в Кении были извергнуты большие массы фанолитов и трахитов, причем как в виде лав, так и в виде пирокластического материала. Вулканизм, таким образом, проявил себя в смешанной эксплозивно-эффузивной форме. В Кении и Танзании помимо вулканов, приуроченных к системам трещин, в особенности к краевым сбросам грабен, облик ландшафта определяют также гигантские центральные вулканы, такие, как Килиманджаро или гора Кения.

Известны попытки экспериментальным путем получить доказательства того, что фанолиты и трахиты могли быть продуктами фракционной кристаллизации щелочнобазальтовых магм. При этом удалось показать, что из 5—10 частей объема последних может возникнуть одна часть объема фанолита или трахита; однако в рифтовых долинах Восточной Африки отношение фанолита и трахита к щелочнобазальтовым лавам слишком высо-

кое, приблизительно 1 : 1 до 1 : 2, для того чтобы считать подобную фракционную кристаллизацию правдоподобной. Тогда было высказано иное предположение: как богатые кремнекислотой, так и щелочнобазальтовые магмы возникли в пределах верхней мантии. Слабо выяснен, однако, и вопрос об ассимиляции вещества континентальной коры. Этих и целого ряда других особенностей вполне достаточно для того, чтобы предоставить континентальному рифтовому вулканизму право на особое положение.

Может показаться удивительным, что, в то время как большинство вулканических областей Земли известно в течение столетий, если не тысячелетий (как, например, в Италии), еще 100 лет назад ни геологи, ни географы не имели сколько-нибудь ясного представления о существовании грабенов Восточной Африки с их многочисленными действующими и потухшими вулканами. Объясняется это сравнительно просто: вулканы, как, например, в «треугольнике Афар», по существу недоступны, так как лежат в областях крайне пустынного климата; в других областях, например там, где расположены современные Кения или Танзания, такие воинственные африканские племена, как масаи, запрещали или по крайней мере затрудняли проникновение в эти места путешественников-исследователей. К тому же колониальные державы того времени только что начали продвигаться от побережий во внутренние части материка. Первые схематические карты, появившиеся около 1865 г., основывались преимущественно на данных, полученных от охотников за рыбой и слоновой костью, с давних пор пересекавших область рифтов Восточной Африки. Однако и сообщения исследователей Африки, проникавших туда начиная с 1880 г., передали лишь скудные представления о ней.

Путешественник-исследователь Фишер в 1883 г. проник в район вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи, находящегося ныне на территории Танзании, и впервые передал в своих сообщениях всю величественность исследованных им мест. Затем последовали отдельные сообщения других путешественников, и наконец австрийским геологом Зюссом — не побывавшим в этой области! — было сделано выдающееся, принимая во внимание уровень того времени, открытие, состоящее в том, что вся местность

от долины реки Иордан в Палестине до озера Малави (Ньяса) представляет собой гигантский грабен; этот вывод остается незабываемым и до сего дня.

Однако заслуга подтверждения выводов Зюсса и их обоснования исследованиями, проведенными непосредственно на месте, принадлежит шотландскому путешественнику-исследователю Грегори. Он был последователем учения Зюсса, согласно которому в геологическом прошлом на юге существовал крупный материк Гондвана, остатками которого являются современные южные области Земли, причем силы, обусловившие его раскол, воздействовали также на структуры Восточной Африки и привели к образованию грабенов. У него возникло желание посетить эту область, и в 1892 г. Грегори примкнул к экспедиции, направлявшейся в Сомали; однако из-за плохой организации она вскоре развалилась. Это не обескуражило ученого, и он продолжил исследования на свой страх и риск. Наняв носильщиков, Грегори направил свой путь через страну масаев. Хотя он был вынужден неоднократно менять маршрут, ему все же удалось проникнуть в область грабена у озера Баринго и набросать первый разрез через него. Исследователю посчастливилось достичь именно того места, где условия залегания осадочных толщ и вулканических пород позволяли восстановить геологическую историю грабена. Грегори смог доказать, что горные породы, выходящие в бортах грабена, залегали в его дне приблизительно на 1800 м глубже, и назвал это грандиозное явление «рифтовой долиной». Позднее она в его честь была названа «рифтом Грегори». Это понятие совпадает с Восточно-Африканским грабеном в узком смысле.

В дальнейшем область рифтовой системы Восточной Африки неоднократно являлась объектом геологических исследований, которые, однако, вряд ли можно сравнить с исследованиями, начатыми в 60-е годы нашего века с позиций развивающейся концепции тектоники плит; для последней рифтовая система Восточной Африки явилась идеальным объектом изучения. Одновременно на помощь геологическому изучению пришла техника, ранее не использовавшаяся, в особенности исследования с помощью спутников.

Как мог заметить читатель, выше неоднократно употреблялся термин «рифтовая система», поскольку

рифт Восточной Африки — Восточно-Африканский грабен в узком понимании — является лишь ее частью. В пределах этой системы можно выделить 3 отрезка: треугольник Афар в Эфиопии, собственно Восточно-Африканский рифт (рифт Грегори) и Центрально-Африканский рифт.

Треугольник Афар оказался областью, вызывающей особый интерес с позиций глобальной тектоники. Он представляет собой узел, к которому, подобно трехлучевой звезде, сходятся три рифта: с востока, от Аденского залива, — продолжение рифта Карлсберг Индийского океана, с северо-запада — рифт Красного моря, заполненный водами раскол континентальной коры, по которому медленно удаляются друг от друга Африка и Аравийский полуостров, и с юга — Восточно-Африканский рифт, от которого отщепляется Центрально-Африканский рифт. Этот треугольник Афар, как показывает само название, похож на обращенный вершиной вниз треугольник, углы которого приблизительно совпадают с портами Массауа на Красном море, Джибути на Аденском заливе и столицей Эфиопии Аддис-Абебой. Скопления вулканических гор причудливой формы, возникновение части которых восходит к палеогену, чередуются с плоскогорьями и протяженными грабенообразными прогибами. Наиболее необычным из последних является прогиб Данакиль — впадина площадью около 150 000 км², занятая пустыней, самая глубокая часть которой лежит на 120 м ниже уровня моря. Это самая жаркая и необжитая часть Восточно-Африканской рифтовой системы, отделенная от Красного моря цепью невысоких гор. Вся она занята сверкающими соляными равнинами; в глубоких отверстиях все бродит и кипит; вулканы, выстроенные цепью, время от времени выпускают темные эруптивные тучи. Если принять во внимание, что температуры почвы в этой области могут существенно превышать 100 °С, а температуры воздуха даже в тени достигают 50—60 °С, то вряд ли стоит удивляться тому, что проникновение в эту область представляется делом почти невозможным и что лишь совсем недавно стало известно о существовании цепи тянувшихся вдоль нее вулканов, наиболее значительными из которых являются Эрта-Але и гора Далло. Лучшим

средством непосредственного изучения этих вулканов оказался самолет.

Однако наиболее примечательная особенность треугольника Афар заключается в возможности изучать «на суше» многочисленные формы проявления подводного вулканизма, поскольку в недавнее геологическое время, около 10 000 лет назад, значительная часть этой области еще лежала под водой, являясь заливом Красного моря. Позднее вдоль побережья поднялась цепь гор, отрезав «морской рукав Данакиль». Вода испарилась, оставив на этом месте обширные соляные равнины, а также ряды вулканов, протянувшиеся вдоль трещинных зон, и горячие источники. Частые землетрясения указывают на то, что эта область остается активной и в настоящее время. Новые доказательства того, что область Афар была покрыта прежде морем, нашел Тазиев в грабене Ассаль, лежащем у ее юго-восточного края и представляющем собой продолжение залива Таджура на суше. Молодые вулканы в пределах этого грабена не только состоят из гиалокластитов (см. стр. 68), но и несут на себе ископаемые устричные банки, возраст которых был определен приблизительно в 6000 лет.

На южной оконечности треугольника Афар рифтовая система сужается до грабена шириной 50 км, ограниченного на западе Эфиопским плато, а на востоке — Сомалийским. Здесь, неподалеку от столицы Эфиопии Аддис-Абебы, начинается *Восточно-Африканский рифт* и протягивается до озера Маньяра в Танзании. Все путешественники, приближавшиеся к рифту, например со стороны Найроби, столицы Кении, неизменно отмечали сильное впечатление, вызываемое этим ландшафтом. Без какого-либо предупреждения зритель оказывается стоящим на краю гигантского грабена. Заросший кустарником откос, уходящий, насколько можно видеть, вдаль, спускается на глубину почти 600 м к широкой равнине, покрытой неглубокими озерами, за которой на большом расстоянии в голубой дымке виден столь же крутой противоположный борт. Дно долины, ограниченной оставшимися на месте краевыми глыбами, возраст которых оценивается до 3 млрд. лет, является, напротив, очень молодым. Вдоль краевых разломов, а также в раздробленных центральных частях грабена поднималась с глубины магма, вызывая обширную вулканическую деятельность.

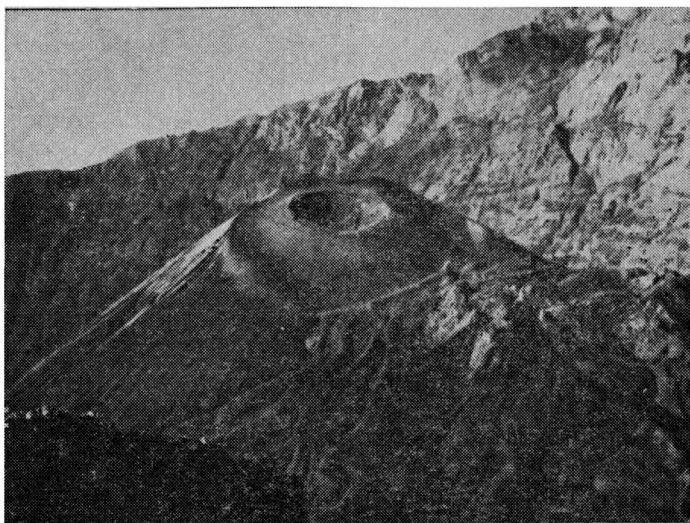


Рис. 39. Вулкан Меру высотой 4565 м принадлежит к числу «вулканов-гигантов», расположенных на Танзанийском плоскогорье к востоку от Восточно-Африканского рифта. На фотографии видны центральный пепловый конус и нагромождение лавы внутри главного кратера.

Хотя многие вулканы считаются здесь потухшими, существует еще целый ряд действующих или пребывающих в фумарольной стадии. Многочисленные горячие минеральные источники также убедительно свидетельствуют о вулканической активности. Вулканизм Восточно-Африканского рифта особенно примечателен высоким содержанием в лавах, парах и минеральных водах карбоната натрия (соды). Дно долины повсюду покрыто белыми едкими корками соды, осажденной из источников или выделившейся из вулканических пеплов и превратившей озера в высокощелочные горькие водоемы, о чем свидетельствует и само название «содовые озера». Несмотря на то что многие животные оказались неприспособленными к таким экстремальным условиям жизни, там развилось особое сообщество, в котором выделяются оживляющие ландшафт крупные скопления фламинго. К ним присоединились пеликаны, цапли, аисты, а также многочисленные стаи птиц, облюбовавших озерную об-

ласть в качестве промежуточной посадочной площадки во время своих перелетов.

К числу наиболее активных вулканов этой области принадлежит Ол-Доиньо-Ленгаи (2878 м), «гора бога масаев», на южном окончании области содовых озер. К сожалению, о прежней активности вулкана вследствие позднего открытия, затруднительного доступа и отсутствия преданий известно относительно мало. Об извержениях упоминалось в 1880, 1894, 1915—1917 и 1945 гг. Одно из самых впечатляющих извержений произошло в 1966 г. Оно началось внезапно мощным взрывом, при котором на высоту около 7500 м поднялось черное грибообразное облако, вызвавшее выпадение пепла в окрестностях. Такая деятельность продолжалась около трех недель. Затем началось нечто крайне удивительное: в течение короткого времени черный, богатый содой пепел в результате химического преобразования превратился в слой едкого белого вещества, придав самой горе и окружающему ландшафту зимний облик. Другой вулкан — источник нескольких извержений во второй половине прошлого столетия — Телеки высотой 2805 м, расположенный к югу от озера Рудольф, был уничтожен сильной эксплозией в 1896 г. В нескольких километрах от него возник новый кратер Луттур.

Вулканизм, однако, не ограничивается исключительно рифтом; на окаймляющих его плато возвышаются такие гигантские вулканы Восточной Африки, как гора Элгон (4321 м), гора Кения (5199 м), Меру (4565 м., рис. 39) и высочайшая гора Африки Килиманджаро (рис. 40), главная вершина которой Кибо достигает высоты 5895 м. Хотя все они обычно рассматриваются как потухшие, однако на Меру в 1910 г. произошел выброс рыхлого материала, а на вершине покрытого ледником Килиманджаро возвышается черный, лишенный снега кратер, почти непрерывно испускающий струи пара, которые временами становятся более горячими и сильными. Слышимый иногда глухой гул, а также проявляющиеся то здесь, то там землетрясения свидетельствуют, по-видимому, о том, что вулкан лишь спит. В 1948 г. одно время казалось, что он близок к пробуждению. Начались глухие сотрясения, а фумаролы на вершине вулкана стали настолько горячими, что размеры ледников заметно уменьшились; извержения, однако, не про-



Рис. 40. Высочайшая гора Африки Килиманджаро, расположенная на территории Танзании, представляет собой вулкан, считающийся потухшим, тем не менее его главный кратер обнаруживает сольфатарную деятельность. На фотографии видна главная вершина Кибо (высота 5895 м). Левее на переднем плане — три паразитических кратера, так называемые «тройняшки».

изошло. Спустя несколько недель вновь наступила тишина.

Благодаря мощным эксплозиям или обрушениям в этой области возникло в недавнем геологическом прошлом несколько кальдер. К числу наиболее впечатляющих относятся кальдера Мененгай — блюдцеобразная впадина диаметром около 8 км, кальдера Лонгонот — 16-километровый в поперечнике котел, покрытый зарослями кустарников и все еще испускающий пар, хотя в историческую эпоху здесь не установлено ни одного извержения, и кальдера Сусва близ Найроби, диаметр которой 11 км. Из-за цвета отблесков при извержениях масаи называли ее «Красной горой». Однако крупнейшей кальдерой Восточной Африки и, вероятно, также самой крупной в мире является Нгоронгоро неподалеку от озера Натрон. При диаметре, достигающем 22 км, она занимает площадь около 250 км² и окружена обрывами высотой до 500—700 м.

В Центрально-Африканском грабене, который начи-

наётся в Судане и охватывает область больших озер (от озера Альберт до Малави), возвышается к северу от озера Киву огромный вулканический массив Вирунга, открытый лишь в 1894 г. Вулканы его восточной и центральной групп вместе с возвышающимся Карисимби (4507 м) считаются потухшими, в то время как в западной группе расположены два крупных действующих вулкана — Ньирагонго и Ньямлагира. Первый занимает особое положение, поскольку в его кратере постоянно сохраняется лавовое озеро начиная предположительно с 1928 г., когда в ночном небе впервые были замечены огненно-красные отблески, не исчезающие с тех пор. Второй же принадлежит к числу наиболее активных вулканов Африки. Одно из его значительных извержений произошло в 1938 г. Столбообразное эруптивное облако, несущее огромные массы пепла, поднялось на высоту до 10 км. Возникший вслед за этим поток базальтовой лавы достиг озера Киву. В описании Тазиева, который весной 1948 г. был свидетелем рождения двух новых кратеров, убедительно показано, что вулканическая активность в массиве Вирунга не ограничивается только вулканами Ньирагонго и Ньямлагира. Между последним и озером Киву после предшествующих подземных толчков раскрылась трещина длиной от 6 до 7 км, вдоль которой начали действовать два кратера; изливающаяся из них лава вновь стала продвигаться к озеру Киву, уничтожая при этом в полосе шириной 1 км влажный тропический лес и погружаясь в конце концов в озеро: «Вода, насильственно превращенная в пар, разлеталась ревущими тонкими струями, которые с большой скоростью били вверх, где соединялись, смешивались, образуя мощные бурлящие, волнующиеся столбы, которые пробивались в виде вздутий и белых желваков сквозь кровлю белых облаков. Уже широкий фронт расплава застыл, и магма, подталкиваемая дальше, была вынуждена прокладывать себе дорогу сквозь расщелины и трещины в затвердевшей корке. Едва лишь один из этих красных языков касался поверхности воды, с яростным шипением вставала новая струя пара, теряясь в покрове тумана, покрывавшего всю эту сцену». Тазиев дал вновь образованным кратерам названия Китуро и Мухуболи; первый из них, более значительный, возобновлял свою деятельность в 1951 и 1954 гг.

Вулканы массива Вирунга также характеризуются разнообразными, в том числе редкими, типами лав с относительно высоким содержанием отчасти натрия, отчасти калия. Помимо базальтов, среди которых попадаются лейцитовые породы, а также крайне основные лимбургиты, встречаются также трахиты, андезиты и другие типы лав.

Примечательно, что рост мощных вулканов группы Вирунга в пределах Центрально-Африканского грабена повлек за собой вторичные явления, поскольку он преградил путь первоначальному стоку озера Киву в северном направлении через озера Эдуард и Альберт к Нилу и, следовательно, к Средиземному морю, в результате чего избыток воды отныне стекает к югу: через озеро Танганьика к реке Конго и вместе с последней к Атлантическому океану.

Вулканические эксгаляции и поствулканические явления

Во время вулканических извержений, в периоды затишья между ними, при затухании процессов вулканизма и даже спустя долгое время после прекращения вулканической активности значительную роль играют вулканические эксгаляции, гейзеры и горячие источники. Эти явления, протекающие в стадию затухания вулкана, или, иными словами, охлаждения магматического очага, что при определенных обстоятельствах может продолжаться миллионы лет, называют после- или поствулканическими.

Вулканические эксгаляции

Действующие вулканы, как отмечалось выше при рассмотрении вулканических газов, редко пребывают в состоянии полного покоя. Из трещин и небольших каналов выходят иногда тихо, а порой и с сильным шипением водяной пар и газы, выделяющиеся из лавовых потоков или скоплений рыхлых продуктов. Для них используются, как уже отмечалось, термины: «фумаролы» и «сульфатары». Лишь немногие вулканы характеризуются

только фумарольной или сольфатарной деятельностью, что в общем оценивается как признак их старения или затухания активности. Термин «*фумарола*» (от латинского *fumus* — дым) в литературе обычно рассматривается как имеющий более общее значение и обозначает выделения вулканических газов, существенно состоящих из водяного пара, но содержащих также и другие газообразные вещества (см. стр. 53) — элементы и соединения, среди которых можно выделить так называемые *сублиматы*. Однако лишь очень немногие из твердых веществ, которые обнаруживаются у выходов газов в виде пестроокрашенных выделений, представляют собой настоящие сублиматы, осадившиеся непосредственно из газовых эманаций в твердом состоянии. К ним принадлежит ряд галогенидов, например хлориды натрия и калия, фторид натрия, хлорид свинца и другие. Большинство осадившихся твердых веществ является продуктами сложных реакций, например между различными газами, между газами и атмосферным воздухом, водой или твердой горной породой, окружающей место выхода газов, между газами и ранее отложившимися минеральными веществами. Это относится в первую очередь к целому ряду окислов, сульфидов, сульфатов и карбонатов. При этом действует правило, согласно которому собственно минералы фумарол, и в особенности сублиматы, осаждаются преимущественно при высоких температурах (900—200 °С), в то время как по мере ее снижения возрастают возможности их реакций с веществами иного происхождения. Особенно наглядный пример поглощения посторонних веществ — причем органических! — показывает случаи затопления лавовыми потоками лесов или сельскохозяйственных угодий. При этом происходит осаждение хлористого аммония, иногда даже в количествах, допускающих его добычу.

«Сольфатарами» (от латинского *solfatara* — серный рудник) называют более низкотемпературные эксгаляции (~400—150 °С), содержащие помимо водяного пара также относительно большое количество соединений серы. Это название заимствовано от некогда существовавшего кратера Сольфатара близ Патеоли (Поццуоли), недалеко от Неаполя, в юго-восточном углу которого из отверстия («Бокка-делла-Сольфатара») с сильным шумом вырывался водяной пар с температурой от

130 до 165 °С, содержащий углекислый газ и сероводород. При окислении сероводорода до сернистой кислоты сера, выделявшаяся в качестве промежуточного продукта, осаждалась вокруг места выхода в виде ярко-желтого налета. Этот существовавший некогда вулкан так поразил воображение итальянского поэта Данте Алигьери, что он казался ему вратами в ад.

Подобного рода источники сернистых паров встречаются почти во всех вулканических областях Земли. В некоторых из них сера осаждается в количествах, допускающих (хотя это и небезопасно) организацию ее промышленной добычи. Так, например, в середине XIX в. одна шотландская фирма получила концессию на разработку серы на Вулькано, который после довольно сильного извержения 1785 г. не подавал признаков сколь-нибудь серьезной деятельности. Однако вулканы, которые кажутся находящимися «в состоянии покоя», полны неожиданностей. Это еще раз подтвердилось внезапным пробуждением вулкана — после длительного затишья — в 1873 г., когда все построенные на нем сооружения были разрушены. Сообщалось об аналогичном явлении на серных разработках вулкана Якеяма (остров Хонсю, Япония), после 47-летнего затишья внезапно возобновившего свою деятельность в 1962 г.; при этом четверо горняков, работавших в серном руднике, погибли, а еще 9 были ранены.

Как в активных вулканических областях, так и в тех, где произошло затухание процессов вулканизма, широко распространены «холодные фумаролы», температуры которых лишь немного превышают 100 °С и часто — в зависимости от высоты вулканической области — являются даже существенно более низкими. Это выделения водяных паров с заметным содержанием углекислого газа, но лишенных сероводорода, или же эманации холодного углекислого газа. Их называют *мофетами* (от итальянского *mofeta* — испарение). Углекислый газ, известный как бесцветное удушающее газообразное вещество, благодаря более высокой плотности по сравнению с воздухом накапливается вблизи почвы или в понижениях и может представлять опасность как для животных, так и для людей. Известным феноменом такого рода является «Собачий грот» в районе Сольфатар близ Неаполя, у дна которого скапливается прони-

кающий туда углекислый газ, в то время как над ним располагается слой чистого воздуха. Для людей, идущих выпрямившись, скопление углекислого газа не представляет опасности, но собаки, попадающие в него из-за своего малого роста, гибнут от удушья. По этой же причине гаснут захваченные с собой факелы, если их опускают низко, в слой углекислого газа.

Гейзеры и горячие источники

В некоторых областях Земли, иногда по соседству с действующими вулканами, но также и в таких, где хотя и не проявлен активный вулканизм, но затухающий вулканический тепловой поток, проникающий из глубин, все еще столь велик, что способен нагреть циркулирующие у поверхности подземные воды почти до кипения, происходят вторичные вулканические явления, для которых вулканизм большей частью играет лишь роль источника тепла. К явлениям такого рода принадлежат гейзеры и горячие источники.

Гейзерами называют горячие периодически фонтанирующие источники. Согласно большинству принятых теорий, предпосылкой их существования служит расположенный близ поверхности резервуар подземных вод, сток которого коленообразно изогнут и заканчивается на земной поверхности в виде котлообразной шахты (рис. 41). Механизм их действия таков, что вода в резервуаре нагревается до кипения. Образующийся при этом пар накапливается над водой, заполняющей коленообразный канал стока. Возникающее в связи с этим избыточное давление возрастает наконец настолько, что стоящий выше столб воды взрывообразно выталкивается вверх. Давление пара при этом снижается, и процесс начинается заново.

Таким образом, характерной особенностью гейзера оказывается периодическое повторение выбросов фонтанов воды, разделенных периодами покоя, во время которых происходит новое накопление пара. «Цикл» состоит, следовательно, из периода покоя, заполнения шахтообразного устья источника и заключительного выброса воды и пара. В зависимости от интенсивности нагревания, размеров водного резервуара и длины канала стока выброс воды может происходить стреми-

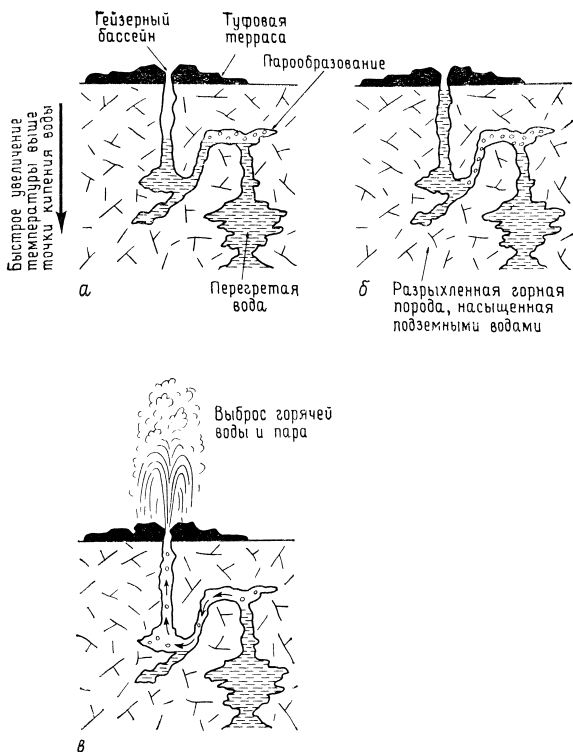


Рис. 41. Стадии деятельности гейзера, согласно сифонной теории (схема): *а* — после выброса вновь начинается образование пара в полости, заключенной между двумя столбами восходящих горячих вод, которая на данной схеме имеет коленообразно-изогнутую форму; *б* — усилившееся парообразование продвигает часть столба, находящуюся выше, кверху; *в* — парообразование достигает критической точки. Вода и пар выбрасываются в виде фонтана из трубообразного подводящего канала.

тельно или же относительно умеренно. Некоторые из гейзеров обнаруживают довольно правильную периодичность, у других же периоды покоя имеют различную продолжительность.

По обилию гейзеров и их грандиозности особенно выделяются четыре области Земли: Исландия, Йеллоустонский национальный парк (США), полуостров Камчатка и так называемая зона Таупо на острове Северный Новой Зеландии.

Классической страной гейзеров можно считать Исландию, так как она не только обладает самым знаменитым из всех горячих фонтанирующих источников — Большим Гейзером, но и сам термин «гейзер» заимствован из исландской лексики и означает «излияние». Это название впервые было использовано в 1647 г. применительно к Большому Гейзеру исландским епископом Свейнссоном. После того как немецкий химик Бунзен исследовал механизм действия горячих фонтанирующих источников Исландии, он превратил это наименование в технический термин и позднее применил ко всем периодически фонтанирующим источникам. Однако деятельность Большого Гейзера время от времени претерпевала изменения. Так, сообщалось, что еще в 1772 г. он каждые полчаса выбрасывал вверх струю горячей воды и пара на высоту от 30 до 70 м, однако уже в 1883 г. выбросы повторялись с интервалом в 20 дней. После продолжительного затишья он вновь начал действовать в 1971 г., но с большими перерывами и очень нерегулярно. Второй из числа знаменитых гейзеров Исландии — Строккр, возникший во время землетрясения в 1789 г., также испытывал длительные периоды затишья. Всего в Исландии насчитывается около 30 действующих гейзеров, большинство которых принадлежит, однако, к числу более мелких.

Самой богатой горячими источниками, и в особенности гейзерами, областью Земли является Йеллоустонский национальный парк, в котором действует около 200 горячих, периодически фонтанирующих источников. К числу наиболее известных, упоминаемых, пожалуй, во всех относящихся к этому вопросу описаниях, принадлежат гейзеры Великан (Giant) и Старый Служака (Old Faithful) (рис. 42). Для Великана характерны длительные незакономерные периоды активности. Приблизительно один раз в 3 дня он испускает вверх столб воды и пара высотой от 40 до 60 м. Старый Служака действует через каждые 50—70 мин, выбрасывая горячую воду и пар на высоту 30—45 м.

Одной из малоизвестных, но, вероятно, особенно привлекательных областей Земли, в которой располагаются многочисленные горячие источники и гейзеры, является Долина Гейзеров на Камчатке, спускающаяся с северных склонов вулкана Кихпиньч. Почти до середины XX в.



Рис. 42. Гейзер Старый Служака (Old Faithful) в Йеллоустонском национальном парке (США) через каждые 50—70 мин выбрасывает столб горячей воды и пара высотой от 30 до 45 м.

упоминания о ней можно было услышать лишь от местных охотников. Впервые Долина Гейзеров была открыта в 1941 г. Т. П. Устиновой. В ее пределах действует около 100 гейзеров, в том числе 20 крупных. Самым значительным из них является Великан, канал которого заканчивается котлом размерами $3,0 \times 1,5$ м и глубиной 3 м. Устинова дает наглядное описание его деятельности¹: «После извержения в грифоне² воды совсем нет. Интенсивно выделяющийся горячий пар мешает хоро-

¹ См. сноску на с. 145.

² Здесь — чашеобразный бассейн в месте выхода гейзера на поверхность земли. — *Прим. перев.*

шенько заглянуть вглубь. В грифон водопадом стекает с площадки ранее выброшенная гейзером вода. Через 11 мин после конца извержения вода появляется на дне грифона, с силой выбрасывается из канала и сейчас же стекает обратно. Еще через 11 мин она уже перестает исчезать, постепенно покрывая дно грифона, бурлит там, плещется; уровень ее все время меняется. Дальше уровень воды повышается чрезвычайно неравномерно. Повышение чередуется со значительным понижением. Перед взрывом вода интенсивно прибывает, толчками выбрасывается через край во многих местах грифона, разливается вокруг гейзера по площадке. Действие гейзера непродолжительно, но чрезвычайно напряженно. Извержение начинается всплеском на 1,5 м. Вслед за ним громадный столб воды и пара взлетает метров на 50; трудно в клубах пара разобрать, какой высоты достигает собственно вода. Воды извергается чрезвычайно много. Вся площадка моментально покрывается водой, по терраскам целый поток устремляется в реку. Через две минуты среди пара можно различить отдельные струи. Через четыре минуты извержение заканчивается, и опять начинается наполнение опустошенного грифона. Полный цикл деятельности гейзера продолжается 2 ч 50 мин. Клубы пара при извержении в безветренную погоду выбрасываются вертикальным столбом, по-видимому, не менее чем на 300 м».

Однако крупнейшие из когда-либо известных гейзеров находились на острове Северный Новой Зеландии в районе вулканической зоны Таупо. Очень мощным был, по-видимому, гейзер Тетарата, действовавший на вершине холма высотой 25 м, сложенного пестроокрашенными террасами кремнистого туфа, но он был разрушен эксплозивным извержением вулкана Таравера в 1886 г. Другой, не меньший по размерам гейзер в той же области — Ваймангу — действовал лишь с 1889 по 1904 г. Во время бурных выбросов каждый раз с огромной силой извергалось около 800 т воды, а камни, захваченные бьющими вверх струями воды и пара, крутясь, взлетали на высоту до 460 м. Возникновение Ваймангу тесно связано с изменениями, происходившими с озером Таравера. При упоминавшемся извержении вулкана Таравера в 1886 г. сток озера был перегорожен барьером, и уровень воды в нем поднялся вначале на 8,5 м, а прибли-

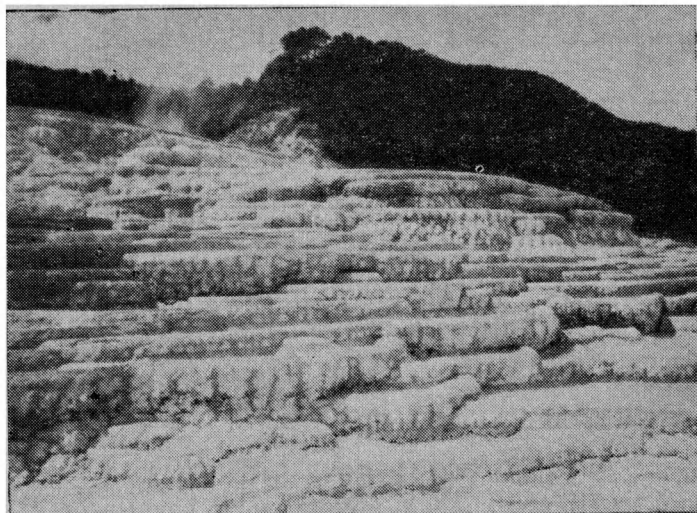


Рис. 43. «Белые террасы» близ Ротамаханы на острове Северный Новой Зеландии сложены кремнисто-туфовыми осадками гейзера, залегающими в виде террас.

зительно в 1899 г. после повторного подпруживания — еще на 4 м. Именно это и вызвало начало деятельности Ваймангу. Однако, когда озеру удалось прорвать запруду и его уровень вновь снизился на 11 м, выбросы из гейзера прекратились. Самым значительным из современных гейзеров Новой Зеландии является фонтанирующий источник Пахуто, периодически выбрасывающий воду на высоту до 20 м.

Окрестности горячих фонтанирующих источников бывают особенно живописны благодаря осажденным из вод, большей частью сильно минерализованных, твердым веществам — кремнистым туфам, отчасти сверкающим белизной, а отчасти пестроокрашенным, нередко образующим террасы, расположенные одна над другой (рис. 43). Соответственно и стенки шахтообразных устьев источников также выстилаются налетом туфа. Непосредственно вокруг мест выброса нередко осаждается слой кремнистого вещества, который при дальнейшем росте может принимать форму вертикальной цилиндрической трубы и в этом случае именуется «гейзерной трубой» (Geisersteigrohr).

Гейзеры встречаются также и в других вулканических областях, например близ Атами на полуострове Идзу в Японии, на островах Суматра и Ява, в Центральной и Южной Америке, где к числу своеобразнейших явлений следует отнести гейзер, действующий в вершинном кратере вулкана Сокомпа высотой 6080 м. Даже в высокогорном Тибете близ озера Тенгри-Нур известен район развития гейзеров.

Гораздо шире распространены и связаны с гейзерами всевозможными переходами *горячие* или *теплые источники*, значительную часть вод которых составляют нагретые грунтовые воды, хотя вполне возможно, что в вулканических областях часть восходящих вод является ювенильной. Такого рода источники встречаются как вторичные явления во всех вулканических областях. Они возникают как следствие теплоотдачи глубинных магматических очагов. Однако и в таких регионах, где давно уже — в плейстоцене или в третичную эпоху — произошло затухание процессов вулканизма, застывшие магматические очаги могут в течение миллионов лет обладать еще настолько высокой температурой, что способны нагревать проникающие на глубину подземные воды и обогащать их все еще выделяющейся из них двуокисью углерода. Вода при этом не только нагревается, но и становится до такой степени «агрессивной», что приобретает способность выщелачивать минеральные вещества из толщ горных пород, через которые она проходит по пути к земной поверхности. Выходы источников на поверхность Земли с температурой свыше 20 °С называются *термами* (Therme); им противопоставляют холодные источники (Pege). Если источники содержат большое количество растворенного CO₂, их называют *углекислыми* (Sauerling), если содержат H₂S — *сернистыми*, а при содержании >1 г/л растворенных твердых веществ — *минеральными источниками*.

Не следует, однако, делать вывод о том, что все термы прямо или косвенно имеют вулканическое происхождение. Они могут возникать и в невулканических областях из вод, поднимающихся с больших глубин и нагретых в соответствии с геотермической ступенью или в результате экзотермических химических реакций или других процессов. Однако источники такого рода нами не рассматриваются.

Грязевые вулканы

Если многообразие вулканических явлений намного затрудняет точное определение понятия «вулкан», то термин «грязевой вулкан» окончательно усложняет картину: с одной стороны, потому, что используется по-разному и связан как с вулканическими, так и с псевдовулканическими явлениями (от греческого «псе́удос» — ложь или ложный, фальшивый), а с другой — потому, что и псевдовулканические грязевые вулканы обнаруживают точно такие же внешние проявления, какие свойственны и настоящему вулканизму.

В тех случаях, когда термин «грязевой вулкан» используется применительно к настоящим вулканическим явлениям, он обозначает не что иное, как особые формы фумарольной или сольфатарной деятельности, для которых употребляют также термин «Schlammsprudel». В подобных случаях имеются в виду отнюдь не самостоятельные вулканы, а лишь сопутствующие вулканические явления, имеющие к тому же ничтожные масштабы. Так, например, в районе Сольфатара близ Поццуоли (см. стр. 150) известны выходы газов, меняющиеся во времени и пространстве и заканчивающиеся на земной поверхности небольшими котлами, заполненными грязью. Время от времени очень малое количество поднимающегося пара собирается под скоплением грязи, пока его давление не достигнет некоторой критической точки, затем пар поднимается в виде пузыря и, с треском лопаясь, разбрызгивает часть захваченной им грязи.

Грязевые вулканы такого рода известны во многих вулканических областях и на гейзерных полях. В зависимости от вязкости грязи (размоченного глинистого вещества), связанной с количеством атмосферных осадков или подземных вод, а также от интенсивности притока пара деятельность грязевого вулкана проявляется в бурлении или слабых извержениях. При соответствующих условиях грязь изливается наружу. При высыхании она затвердевает и может образовывать вокруг озера жидкой грязи скопления в виде небольшого конуса или кольцевого вала. Сооружения подобного рода легко разрушаются и подвергаются изменениям. В годы с малым количеством осадков они могут полностью высыхать. Состав паров или газов соответствует таковым в фума-

ролах. В этом смысле термин «грязевой вулкан» используется для соответствующих явлений в вулканических областях, как, например, В. И. Влодавцем для Камчатки. В частности, он описывает грязевые вулканы на дне кальдеры Узон, в кратере вулкана Бурлящий, в Долине Гейзеров и других местах.

Тем не менее употребление термина «грязевой вулкан» относится главным образом к псевдовулканическим явлениям, т. е. к таким, которые не имеют отношения к подъему магматических расплавов, а также к происходящим из последних рыхлым продуктам и газам. Они, следовательно, не принадлежат к кругу рассматриваемых нами вопросов. Однако, поскольку с этими явлениями оказался связанным термин «вулкан», а их признаки приближаются к признакам настоящего вулканизма, представляется справедливым о них упомянуть. Известный парадокс состоит в том, что подобные псевдовулканические грязевые извержения нередко больше похожи на вулканические извержения, чем некоторые из собственно вулканических. Грязевые вулканы во всем мире встречаются в тех областях, где имеются также месторождения нефти и природного газа, с которыми они тесно связаны. Главным фактором здесь являются газообразные углеводороды, находящиеся под большим давлением и в случае превышения некоторого критического давления поднимающиеся по зонам нарушений земной коры, в большей или меньшей степени увлекая за собой насыщенное водой глинистое вещество. К грязевым вулканам такого рода принадлежат, в частности, известные с давних пор «сальзы» в Сассуоло, близ Модены, в северной Италии. Там поднимаются из глубины массы холодной грязи — смесь соленой воды, содержащей нефть, глинистого и мергелистого вещества отложений палеогена. Грязевые лужицы располагаются в кратероподобных углублениях небольших конусов, состоящих из затвердевшего глинистого вещества высотой несколько метров. Время от времени, прерываясь периодами затишья, грязь выжимается или извергается из них. Сообщалось, например, что во время особенно сильного извержения 4 июня 1835 г. выбрасывались большие камни и излился грязевой поток объемом 1,5 млн. м³. Эта деятельность продолжалась два месяца. Вызвавший ее газ состоял на 98% из метана, а также небольшого количества азота

и двуокиси углерода. Аналогичные грязевые вулканы, известные под названием «макалуба», расположены в провинции Агридженто на острове Сицилия.

Хотя грязевые вулканы этого типа встречаются во многих частях света, не найти такой области, которую по проявлениям грязевого вулканизма, разнообразию их форм, частоте и интенсивности извержений можно было бы сравнить с восточной частью Азербайджанской ССР и прилегающих районов Каспийского моря, в особенности окрестностей Баку. Более 200 грязевых вулканов, т. е. почти половина подобных образований всего мира, сосредоточено там и тесно связано с значительными месторождениями нефти и природного газа. Наблюдения за поведением грязевых вулканов этой области проводились с давних пор. Так, геолог Г. Абих сообщил об извержении, происшедшем в марте 1857 г. на острове Булла в Каспийском море и свидетельствующем одновременно о легкой воспламеняемости газообразных углеводородов, связанных с грязевым вулканизмом: «Около 4 ч 30 мин произошел взрыв, породивший сильное колебание всего острова. Вслед за ним вырвалось пламя в облике огненного столба, сопровождаемое тучей, которая тут же рассыпала вокруг большое количество крупных и мелких частиц таким образом, что охваченные страхом рабочие оказались как бы под крышей. Послышался подземный шум, за которым последовало сотрясение почвы. Извержение длилось около 55 мин. В заключение в высоту взвилось пламя, имевшее форму шара, и понеслось в воздухе над морем, пока не скрылось вдали. На месте извержения осталось несколько зияющих отверстий, выбрасывавших грязь...»

Грязевые вулканы Азербайджана в большинстве случаев имеют форму округлых холмиков или конусов с неглубоким котлообразным углублением на вершине. В то время как размеры большинства грязевых вулканов, например упоминавшихся выше итальянских, невелики, некоторые из грязевых вулканов Азербайджана достигают в высоту 300—400 м.

Продукты извержений грязевых вулканов также могут быть твердыми, жидкими и газообразными. Первые состоят из брекчий различной консистенции, материал которых совершенно не сортирован и большей частью испытал сильные механические напряжения. Гор-

ные породы, входящие в состав брекчий, позволяют судить о том, в пределах какого стратиграфического горизонта и на какой глубине располагается корневая зона грязевого вулкана. Речь идет при этом преимущественно о кайнозойских слоях и лишь в немногих случаях — о меловых и юрских. Жидкая фракция представлена слабоминерализованными водами, большей частью содержащими следы нефти. Газообразные компоненты представлены метаном, который может составлять до 99%, азотом и двуокисью углерода, а также следами водорода, гелия и аргона. Как было показано советским геологом И. М. Губкиным, продукты грязевого вулканизма благодаря тесным связям между грязевыми вулканами и месторождениями углеводородов приобретают существенное значение для поисков и оценки последних.

Брекчиево-грязевые продукты грязевого вулканизма могут «заливать» большие территории в виде покровов. Подсчитано, что с начала деятельности грязевых вулканов в Азербайджане ими извергнуто приблизительно 100—110 млрд. м³ грязи и брекчий.

Однако грязевые вулканы Азербайджана могут встречаться, как уже отмечалось, не только на суше, но и в прилегающей области моря — как под водой, так и на образованных ими островах; более того, можно сказать, что почти все острова архипелага перед Апшеронским полуостровом и соседними берегами в той или иной мере связаны с грязевым вулканизмом. Малая прочность скоплений продуктов вулканизма вызывает частые изменения формы и размеров островов. Самые малые из них, образовавшиеся таким путем, могут быть смыты, но более крупные остаются устойчивыми в течение длительного времени. С деятельностью грязевых вулканов связаны изменения уровня морского дна — его поднятия или опускания. Так, при извержении на острове Свиной в 1931 г. прилегающий участок морского дна площадью 6—8 га испытал поднятие на высоту до 10 м.

Грязевой вулканизм Азербайджана обнаруживает тесную связь с геолого-тектонической депрессией — впадиной, заполненной молодыми отложениями и расположенной к югу от Главного Кавказского хребта; по ней течет река Кура. При этом примечательно, что грязевые вулканы действуют поочередно то на южном, то на северном крыле впадины, а иногда центры активности

перемещаются в течение одного и того же периода. Устанавливается также интересная корреляция с колебаниями уровня Каспийского моря: в эпохи понижения его уровня грязевой вулканизм усиливается, а во время подъема ослабевает или прекращается. Не менее примечательно и другое явление: активность землетрясений в области грязевого вулканизма южных предгорий Кавказа гораздо ниже, чем за ее пределами; предполагают, что извержения грязевых вулканов ослабляют потенциальную сейсмическую энергию.

В результате исследований И. М. Губкина и его сотрудников установлено, что возникновение грязевых вулканов Азербайджана тесно связано с тектоническим развитием этой области. В депрессии, лежащей перед Кавказским хребтом, в позднюю стадию воздымания этого горного сооружения происходили процессы складкообразования, отзвуки которых в виде новейших движений земной коры отмечаются и в современную геологическую эпоху. Глубоко залегающие слои испытывают сжатие с образованием складчатых форм и выжимаются в вышележащие слои в виде куполов или сводов, в ядрах которых вследствие сильных напряжений возникают разрывы. Слои пластичных глинистых пород в основании смежных с этими складками мульд вдавливаются в разрывы, пропитываются проникающей в них водой и, после того как давление скопившихся газообразных углеводородов превысит критическое значение, под напором поднимаются вверх; затем они, подобно извержению, выбрасываются наружу, увлекая за собой обломки горных пород, сорванные со стенок подводящего канала. Таким образом, предпосылками грязевого вулканизма оказываются новейшие складкообразующие тектонические движения, а также наличие в фундаменте пластичных глинистых слоев, воды и газообразных углеводородов.

В соответствии с этими предпосылками не удивительно, что подавляющая часть псевдовулканических грязевых вулканов располагается в «передовых прогибах» молодых складчатых горных сооружений и, таким образом, — хотя и в качестве вторичных явлений — в областях схождения литосферных плит, несмотря на то что грязевые вулканы и не имеют прямого отношения к происходящим там процессам субдукции.

Формы проявления вулканизма в геологическом прошлом

Несмотря на все грандиозные явления, которыми характеризуется современный вулканизм, он — с точки зрения геологической истории — передает лишь мгновенную картину того непрерывного проявления в течение миллиардов лет сил, действующих из недр Земли в направлении к ее поверхности; эти силы вызваны термическими факторами и принимают существенное участие в образовании и преобразовании земной коры, а также всего разнообразия форм земной поверхности. Вскоре после того, как сформировалась молодая планета Земля, но еще до возникновения первоначальной литосферы, материков, атмосферы и гидросферы картину ее жизни определял исключительно вулканизм, активность которого была необычайно высокой. Однако с увеличением мощности литосферы «область магматизма» перемещалась на большие глубины и вулканизм был ограничен лишь теми ослабленными участками литосферы, по которым магма могла подниматься к земной поверхности.

В сериях горных пород древних докембрийских материковых ядер сохранились многочисленные следы вулканической деятельности, которые позволяют предполагать, что уже более 3,8 млрд. лет назад развитие нашей планеты продвинулось настолько, что механизм действия геологических сил, и в том числе вулканических процессов, несущественно отличался от такового в современную геологическую эпоху. Это в свою очередь открывает возможность для объяснения протекающих с того времени вулканических процессов «актуалистически», т. е. путем сравнения с формами проявления современного вулканизма.

Понятно, что расшифровка древних вулканических процессов, и в особенности реконструкция существовавших некогда вулканических построек, тем труднее, чем они древнее. Если от доисторических (четвертичных) вулканов часто остаются почти полностью сохранившиеся конусовидные горы с кратерами, маары, лавовые потоки и т. п., а от третичных — их руины, во многих случаях допускающие реконструкцию вулканических построек, то попытки реконструкции более древних вулканов и выявления признаков их деятельности наталкиваются на большие трудности. Разрушение и снос не только уничтожают значительные части старых вулканических построек, но часто оставляют от них лишь подводящие каналы — жерловины или эруптивные трещины — или даже прежние магматические (вулканические) очаги. В тех редких случаях, когда изучение столь глубокого среза дает надежные свидетельства о находившемся некогда над ним вулкане, оно позволяет также судить и о глубинном строении его фундамента, и о протекавших в нем магматических (вулканических) процессах. Нередко, однако, сохраняются лишь косвенные свидетельства древнего вулканизма; например, присутствие гальки или обломков вулканических пород в переотложенных продуктах денудации указывает на то, что где-то в области их сноса существовали вулканы, от которых не сохранилось никаких видимых признаков.

Тем не менее результаты исследований и теоретические соображения рисуют весьма впечатляющую картину проявлений вулканизма в геологическом прошлом, которым будут посвящены значительные разделы последующих глав.

Ранний вулканизм Земли

Согласно современным представлениям, процессы вулканизма протекали не только на поверхности нашей планеты в самые ранние эпохи ее существования, но играли также главную роль в раннюю стадию формирования земной коры или литосферы в течение длительного времени, что ни в коей мере не сравнимо с современными формами их проявления.

Попытаемся представить себе Землю в начальную эпоху ее существования. Можно считать вероятным, что Солнце и обращающиеся вокруг него планеты образовались приблизительно одновременно, а точнее, планеты, и среди них Земля, образовались за очень короткое даже по геологическим меркам время — всего на несколько десятков миллионов лет позже Солнца. Это произошло, по-видимому, около 5 млрд. лет назад.

Само Солнце, подобно бесчисленным прочим звездам, образовалось, вероятно, при сжатии (таким образом, сокращении части объема) огромной вращающейся массы космического газа и пыли — «туманности», заключающей в себе около 1000 масс Солнца. Возникшая звезда израсходовала на себя «львиную долю» — приблизительно 98—99% массы туманности. Все остальное представляло собой окруживший Солнце вращающийся остаток газовой туманности, из которого в результате дальнейшей концентрации произошли планеты. Остается не вполне ясным, являлся ли этот остаток частью первоначальной туманности Солнца или же он был выброшен первоначальным Солнцем при его вращении. Последнее не является невероятным; молодое Солнце, по-видимому, вращалось намного быстрее, чем современное, поскольку при сжатии газовой туманности ее момент количества движения сохранялся, и, чем больше она сжималась, тем быстрее должно было вращаться формирующееся пра-Солнце.

Здесь, однако, следует обратить внимание на то, что между быстро вращающимся пра-Солнцем и окружающей его «планетарной» газовой туманностью должна была существовать связь. Туманность могла постоянно заимствовать у Солнца момент количества движения, поэтому она вращалась все быстрее и, побуждаемая центробежной силой, перемещалась в направлении от Солнца, движение которого между тем тормозилось. Предполагается, что связь между Солнцем и газовой туманностью, превращавшейся в планеты, осуществлялась через силовые линии магнитного поля, жестко соединенного с Солнцем и вращавшегося вместе с ним подобно спицам колеса. Они внедрялись в планетарный туман, перенося на него момент количества движения. Особенности этого процесса все еще неясны; скорее всего, во вращающуюся среду переносилось в итоге 98—99%

момента количества движения, в то время как главная часть массы, как уже отмечалось, оставалась у Солнца.

Планетарное облако постепенно распадалось, причем отдельные его части под воздействием гравитации образовывали скопления. Так началась, в частности, и история нашей Земли. Планета возникла в результате объединения небольших концентраций газовой-пылевой среды, так называемых планетезималей, довольно крепко удерживаемых превышающей их по размерам массой и как бы собранных из ее окрестностей. Образовавшаяся при этом прото-Земля, как мы называем эту раннюю стадию развития нашей планеты, по-видимому, существовала уже около 4,8—4,7 млрд. лет назад.

В соответствии с этим и вопреки прежним представлениям Земля, только что начавшая свое существование, не являлась огненно-жидким шаром, совершавшим обращение вокруг Солнца, но была «холодным» несортированным конгломератом, состоящим преимущественно из силикатов, окислов железа и магния и примеси других химических элементов, причем понятие «холодный», разумеется, не следует понимать буквально.

Такое положение продолжалось, однако, недолго. Планета, увеличивающаяся благодаря непрерывному планетезимальному приросту, очень скоро стала разогреваться; этому способствовало взаимодействие трех факторов. Во-первых, каждая упавшая планетезималь обладала значительной кинетической энергией, которая при ударе преобразовывалась в тепловую. Хотя теплота и излучалась в мировое пространство, планета все же сохраняла некоторую ее часть. Во-вторых, в связи с ростом молодой планеты внутренние ее области подвергались все более сильному сжатию, а проявляющаяся при этом гравитационная энергия переходила в тепловую. И наконец, в качестве третьего источника тепла, который вначале мог иметь очень небольшое значение, но в отличие от вышеназванных продолжал действовать независимо от внешних процессов, следует назвать распад радиоактивных элементов, в особенности таких, как уран и торий, а также изотоп ^{40}K . Эти элементы, самопроизвольно распадаясь, испускают ядра гелия и электроны. В тех местах, где последние поглощаются окружающим веществом, энергия их движения также преобразуется в теплоту.

По-видимому, вследствие этого спустя несколько сотен миллионов лет температура в недрах протопланеты на глубине около 400 км достигла точки плавления железа и начался процесс, имевший далеко идущие последствия. Капельки расплавленного железа начали перемещаться к центру планеты и вытеснять более легкий материал: формировалось железное ядро Земли — процесс, связанный одновременно с дальнейшим освобождением гравитационной энергии и соответственно с дополнительным выделением тепла. Следствием этого явилось полное расплавление прежде всего самых центральных частей Земли. В этот процесс при дальнейшем разогревании все в большей степени вовлекались и внешние части протопланеты, пока не произошло почти полное ее расплавление, что привело к дальнейшему обособлению вещества. Температурные различия между границей ядра и поверхностью Земли обусловили возникновение эффекта, который не только способствовал разделению вещества, но, как уже отмечалось, явился действенным фактором глобально-тектонических явлений: возникли конвекционные потоки. Более легкие элементы, такие, как кислород, кремний и алюминий с ничтожной примесью других элементов, выносились наружу, входили в состав силикатных соединений и накапливались на поверхности расплавленной планеты, подобно шлаковому слою. Между внешней корой и железным ядром сосредоточились более плотные силикаты, в особенности силикаты магнезия и отчасти железа, формировавшие мантию Земли.

С этой начальной фазой развития Земли было связано первое и вместе с тем самое грандиозное проявление вулканизма, который позднее никогда больше в такой форме не проявлялся. Этот вулканизм, возможно, имел место еще в то время, когда в недрах Земли только начинались процессы плавления, ведущие к формированию ее ядра и со все возрастающей силой захватывающие ее внешние части. Через разрывы еще не дифференцированной «протокоры» могли происходить первые газовые извержения, а в отдельных местах, возможно, и подъем расплавов. Тепло земных недр недостаточно эффективно проникало наружу, Земля была еще лишена защитного слоя атмосферы, и на поверхности господст-

Вывали низкие температуры мирового пространства. Вначале это могло привести к быстрой конденсации выделяющихся газов, образующих льдистые осадки, а также к быстрому охлаждению изливавшихся лав. Однако по мере перемещения зоны плавления вверх внешние части Земли также стали приобретать пластичность. Через бесчисленные трещины протокоры, становящейся все тоньше, со все возрастающей силой происходила дегазация. Земля окуталась плотными облаками паров и газов. Наружу изливались огненные расплавы с образованием лавовых озер, пока внешние области Земли не стали в значительной степени расплавленными. Поверхность Земли представляла собой огромное лавовое море с плавающими на нем обрывками и глыбами застывшей коры, которые существовали короткое время, затем уничтожались и вновь возникали в другом месте; наконец в результате значительного теплового излучения температура земной поверхности понизилась настолько, что стало возможным формирование пока еще тонкой, но уже постоянной коры. Вначале она была, по-видимому, слабодифференцированной и имела базальтовый состав. Лавовые озера, появляющиеся время от времени на некоторых вулканах, таких, как Килауэа на Гавайских островах или Ньирагонго в Центрально-Африканской рифтовой системе, дают определенное, хотя и очень слабое представление о том, что могло происходить в глобальном масштабе в раннюю эпоху развития Земли.

Выше представлялась возможность указать на то, что мнения о значении, масштабе и эффективности во времени конвекционных потоков в недрах Земли все еще расходятся. Однако если изложенная здесь ранняя история развития Земли, в значительной степени признанная, лишь приблизительно соответствует действительности, то вряд ли можно ошибиться в том, что конвекционные потоки должны были возникать как следствие самых ранних процессов разогревания недр Земли и возникавшей при этом значительной разности температур между внутренними и внешними ее областями. При условии что ход развития Земли не прерывался какими-то неизвестными нам «революциями» на больших глубинах, следует, пожалуй, признать, что конвекционные потоки действовали постоянно, вплоть до современной эпохи,

причем вопрос о том, в какой степени конвекция вообще или «конвекционные ячейки» в частности изменяются в пространстве и времени, мы не затрагиваем.

С этим же тесно связан и не решенный до сих пор вопрос о том, с какого времени действует процесс «разрастания дна океанов», т. е. новообразования, перемещения и уничтожения литосферных плит. Здесь следует еще раз сделать краткое замечание: при условии что конвекционные потоки представляют движущую силу перемещения плит, нельзя не признать существования таких движений даже с учетом изменения условий в ходе развития Земли после образования литосферы. Существует мнение, что процесс «спрединга» приобрел значение лишь с конца палеозоя, после раскола гигантского материка Пангеи. Этому, однако, противоречит наличие в древних докембрийских ядрах материков структур, в которых можно видеть швы столкнувшихся плит, указывающие на то, что уже в очень древнюю эпоху действовал механизм тектоники плит.

В связи с этим заслуживают внимания явления, происходящие на поверхности лавовых озер и представляющие собой как бы модель общего процесса движения литосферных плит. Так, в 1970 г. геолог Даффилд, работавший на острове Гавайи, наблюдал, как покрытая тонкой коркой поверхность находящейся в движении лавы распалась на правильные пластины, которые, хотя и несколько изменяли свои размеры, были — подобно литосферным плитам — ограничены зонами новообразования и поглощения, причем последние даже испытывали смещения в виде «трансформных разломов». В области столкновения пластин можно было наблюдать мелкую плейчатость. Нельзя, конечно, непосредственно сравнивать перемещение пластин лавовой корки и литосферных плит. Однако изучение подобных процессов с учетом различий в порядке размеров и в масштабах времени может быть полезным для понимания движения литосферных плит.

Ранний вулканизм Земли имел обширное распространение, по-видимому, в течение относительно короткого периода времени. Однако для последующего развития планеты он имел далеко идущие последствия, о которых будет сказано ниже.

Без вулканизма — ни атмосферы,
ни гидросферы, ни жизни!

Если начальное расплавление, ограниченное центральными областями Протоземли, сопровождалось лишь слабой дегазацией, причем подавляющая часть газов терялась в космическом пространстве, то с распространением этого процесса на внешние ее зоны дегазация стала усиливаться. В конце концов молодая Земля была окружена плотной оболочкой паров и газов — *праатмосферой*, которая существенно отличалась от современной атмосферы не только температурой и давлением, но прежде всего химическим составом. В нее входили такие же газы, которые выделяются действующими вулканами современной геологической эпохи. Она состояла, по-видимому, из двуокиси углерода, азота, водяного пара, различных углеводородов (например, метана), аммиака, синильной кислоты, сероводорода, хлористого водорода и других газообразных соединений, а также благородных газов. Эта праатмосфера обладала соответственно восстановительными свойствами. Облака горячего газа, по-видимому, полностью окутывали Землю в течение длительного времени, и отдаленный наблюдатель так же не смог бы разглядеть ее поверхность, как и мы — поверхность Венеры.

Процесс застывания и охлаждения земной коры около 4 млрд. лет назад продвинулся настолько, что постепенно была достигнута и в конце концов пройдена точка кипения воды — 100°C. Тогда началось осаждение водяного пара из праатмосферы в виде дождей, которые первое время с трудом достигали поверхности Земли вследствие ее все еще высокой температуры и тут же вновь испарялись; однако, после того как поверхность оказалась способной принимать воду, осадки стали выпадать с большой силой и в огромных количествах, при этом вода пропитывала высохшую поверхность и заполняла понижения. Началось формирование водной оболочки Земли — *гидросферы*, возникли первые моря.

Эта ранняя фаза развития Земли до образования гидросферы характеризовалась, следовательно, исключительным господством эндогенных, вулканических, процессов. Экзогенные процессы, такие, как выветривание,

снос и осадкообразование, еще не принимали в этом участия — за одним лишь исключением: молодая земная кора испытывала еще один приток вещества, хотя и менее интенсивный; имеется в виду длительная «бомбардировка» метеоритами, обусловившая разрыхление древней коры и перекрытие ее соответствующим слоем щебня и пыли. Следствием этого явилось в свою очередь то, что одновременно с начавшимся выпадением осадков из праатмосферы смогли происходить процессы сильного смыва, переноса и отложения материала, т. е. стали формироваться первые осадочные породы.

С этой точки зрения как атмосфера, так и гидросфера ранней Земли суть продукты вулканизма, последствия дегазации Земли. Массы воды, осаждавшиеся из атмосферы, вымывали значительную часть кислот, так что первоначальные моря представляли собой кислотный раствор. Их преобразование в современный солевой раствор является опять-таки следствием взаимодействия с продуктами разрушения первичной вулканической коры Земли, подвергшимися выветриванию и перенесенными в море. Под воздействием двуокиси углерода, вынесенной осадками из атмосферы и содержащейся первоначально в большем количестве, горные породы испытали сильное химическое выветривание. При этом породообразующие силикаты, например полевые шпаты и слюды, разрушались, а содержащиеся в них кальций, калий и натрий выносились. Попадая в море, они нейтрализовали кислоты, в особенности угольную и соляную. Кислый раствор постепенно преобразовывался в хлоридно-карбонатную воду. Это состояние, по-видимому, было достигнуто приблизительно 2,3 млрд. лет назад и неизменно сохранялось позднее, поскольку современный — в особенности подводный — вулканизм выносит, как и прежде, кислые газы, которые растворяются в морской воде и нейтрализуются твердыми или растворенными продуктами континентального выветривания.

Однако и восстановительная атмосфера, возникшая в результате вулканической дегазации, подверглась процессу постепенного преобразования, существенное участие в котором принимали древнейшие растительные организмы. Устанавливаемые под микроскопом нитевидные и шарообразные структуры в древнейших морских осадках, превращенных в горные породы, сви-

дѣтельствуют о том, что уже более 3 млрд. лѣтъ назад существовали водоросли, которые со временем перешли к фотосинтезу, т. е. приобрели способность посредством хлорофилла, развивающагося в клеточной структуре, и с помощью солнечного света химически преобразовывать двуокись углерода и воду, а отсюда и образовывать углеводы как органическое вещество. При этой химической реакции расходуется двуокись углерода, а кислород как «побочный продукт» освобождается. Иными словами, древняя атмосфера была обеднена двуокисью углерода и пополнена кислородом. Этот процесс превращений протекал, по-видимому, очень медленно. Считается, что атмосфера Земли к концу докембрия содержала всего 1% кислорода. Обогащение кислородом и убыль двуокиси углерода пошли быстрее после того, как в силуре первые растения начали заселять сушу. Формирование атмосферы, состоящей из азота и кислорода, явилось в свою очередь предпосылкой заселения суши в девоне первыми земноводными организмами. В конечном счете вулканизму, уничтожившему множество жизней, мы обязаны — как это не парадоксально! — *возникновением жизни на Земле вообще.*

В 1924 г. молодой советский биохимик А. И. Опарин выдвинул теорию о том, что в раннюю эпоху развития Земли жизни предшествовала определенная химическая ступень. Он исходил при этом из совершенно необоснованного в то время представления о том, что ранняя атмосфера была бедна кислородом и содержала восстановительные газы — аммиак, водород и метан. Из этих газов благодаря энергии ультрафиолетового излучения Солнца или вследствие разрядов молнии могли возникнуть органические молекулы, например аминокислоты, которые, соединяясь в цепочки, образовывали протеины. Эти основные структурные элементы органического вещества могли иметь тенденцию к образованию более крупных единиц, так называемых коацерватов, которые уже обладали свойствами примитивных клеток. Этот постепенный синтез мог происходить в древнем океане, который Опарин назвал своего рода «супом» из органических молекул. Первоначальные клеткоподобные образования могли, согласно Опарину, постепенно приобретать в этом «супе» свойства живого вещества — процесс, достигший высшей точки в появлении «генетической

субстанции», которая обладала способностью управлять размножением и наследственностью.

Следующим поколением исследователей была открыта ДНК (дезоксирибонуклеиновая кислота) как генетическая субстанция и более детально изучены ее структура и поведение. Одновременно американскому химику Миллеру впервые удалось осуществить эксперимент, при котором через смесь воды, аммиака и метана, помещенную в газовую камеру, в течение длительного времени пропускались электрические разряды. В результате этого опыта удалось получить некоторое количество аминокислот.

Если этим можно объяснить — хотя и гипотетически, но все же с высокой вероятностью — возникновение живого вещества из особой среды в атмосфере и гидросфере Земли в раннюю стадию ее развития, причем вулканизм этой эпохи играл роль поставщика вещества, то для новейшей эпохи существуют данные о том, что в вулканических газах наряду с простыми органическими соединениями, такими, как окись и двуокись углерода, аммиак и метан, присутствуют также более высокоорганизованные молекулы. Советские исследователи, изучая вулканические газы и термальные источники Камчатки и Курильских островов, пришли к выводу, что вулканы действуют как «генераторы» органических соединений. Так, в трещинах вулкана Алаид они обнаружили цианистый водород (синильную кислоту), а в эффагиях вулкана Головнина на острове Кунашир (Курильские острова) — альдегиды и аминокислоты; последние обнаружены также в термальных источниках вулкана Кошелева и в других районах Камчатки.

Из всех вулканов подводные их представители должны рассматриваться в качестве особо благоприятной среды для образования более высокоорганизованных молекул из упомянутых выше газов; они могли сыграть решающую роль в возникновении жизни на Земле.

Следы вулканизма в древних материковых областях

Те необычные условия, которые господствовали на ранней стадии развития нашей планеты, по-видимому, завершились определенным образом приблизительно

через 1 млрд. лет ее существования. Предстоял еще, несомненно, долгий и сложный путь, пока земная кора и особенно ее водная и воздушная оболочки приблизились к своему современному состоянию. Можно, однако, с полным основанием считать, что уже по крайней мере 3,8 млрд. лет назад эндогенные и экзогенные геологические процессы протекали так же, как и в более поздние эпохи, поскольку главные типы осадочных и магматических пород соответствующих отрезков геологической истории в принципе не отличаются от таковых более молодых периодов.

Разумеется, в ходе бесконечно долгих отрезков времени докембрия, охватывающего период от образования первой земной коры до начала кембрия, т. е. около 75% всей истории Земли, значительная часть осадков, некогда отложившихся в океанических или материковых бассейнах, вулканических лав, излившихся на дне морей или на континентах, и рыхлых продуктов, равно как и расплавов, внедрившихся в верхние области коры и образовавших при застывании магматические породы, были вовлечены в древние процессы горообразования. При этом они подверглись более или менее интенсивному метаморфизму (преобразованию горных пород) — отчасти при крайне высоких температурах и давлениях (иногда даже неоднократно) — и были превращены в кристаллические сланцы, такие, как гнейсы, гранулиты, амфиболиты и т. п. Однако, чем сильнее степень преобразования, тем в большей степени породы теряют свои первоначальные особенности, по которым можно было бы судить об условиях их образования. При этом как осадочные, так и магматические породы, а среди последних — вулканиды, могут приобретать общие черты. Поскольку в кристаллических сланцах исходный материал еще может быть определен, преобразованные осадки называют парапородами (парагнейсами, параамфиболитами), а преобразованные магматические породы — ортопородами (ортогнейсами, ортоамфиболитами). Так, в некоторых высокометаморфизованных тонкозернистых гнейсах и гранулитах можно обнаружить реликтовую структуру порфиров — древневулканических риолитовых пород. Бывшие риолитовые вулканиды легче определяются при низкотемпературном метаморфизме, когда в конечном счете образуются так называемые

порфиroidы или, при дополнительном поглощении воды, порфиroidные сланцы, серицитовые гнейсы и серицитовые сланцы. В более древних метаморфических докембрийских образованиях Швеции встречаются пестроокрашенные полосчатые горные породы с занозистым изломом, по химическому составу соответствующие риолитам или андезитам. Эти породы, так называемые «геллефлинты», были, по-видимому, первоначально вулканическими туфами. Преобразованные вулканиты и интрузивные породы основного состава, чаще всего (орто-) амфиболиты, но иногда и очень плотные эклогиты, залегают нередко в виде включений в кристаллическом фундаменте. В противоположность этому известно также много докембрийских вулканитов, испытавших относительно слабые изменения и однозначно определяемых как порфиры, диабазы (древневулканические базальтовые породы) и т. п.

Само собой разумеется, при интенсивной тектонической и метаморфической переработке участков докембрийской коры исчезают также структуры древних вулканических построек и лишь в исключительных случаях сохраняются их реликты. Над разрушением прежних вулканических сооружений, древних лавовых потоков, покровов игнимбритов или туфовых слоев еще больше потрудились выветривание и снос, причем тем сильнее, чем древнее данный участок коры. Так, в тех областях, где докембрийские породы выходят на земную поверхность, мы видим, как правило, участки разреза земной коры, где при определенных обстоятельствах могут отсутствовать залегавшие выше толщи горных пород многокилометровой мощности вместе со всем разнообразием их структурных и морфологических особенностей. Под воздействием экзогенных сил они подверглись выветриванию, сносу и переотложению в виде осадков в материковых или океанических бассейнах. О действовавшем некогда вулканизме часто свидетельствуют лишь подводящие каналы или глубинные субвулканические тела, а нередко только гальки хорошо определяемых вулканических пород среди отложений продуктов сноса, напоминающих каменные потоки, искать по которым соответствующие вулканические постройки было бы бесполезно.

В соответствии с приведенными на стр. 30 данными

о том, что возраст дна океана нигде не превышает 200—250 млн. лет, нельзя ожидать каких-либо следов докембрийского вулканизма в океанских просторах. Мы встречаем их лишь в тех материковых областях, где обнажается древнейший кристаллический фундамент, не перекрытый чехлом молодых образований. Это имеет место преимущественно в древних «щитах», ядерных областях материков.

Одно из интенсивно изучавшихся древних материковых ядер, расположенное в Европе и названное геологами «Фенноскандией», занимает значительные территории Карельской АССР, Финляндии и Швеции. В этой области на большом протяжении выходит на поверхность докембрийская земная кора, о чем позаботились в первую очередь процессы ледниковой эрозии и переноса в периоды оледенения, а в прибрежных областях — действие приюба. Исследование этого докембрийского материкового ядра позволяет выделять «структурные этажи» различного возраста, хотя их разделение, особенно в области древнейших, высокометаморфизованных его частей, представляет значительные трудности. Это относится прежде всего к тем частям, возраст которых древнее 2500 млн. лет и которые обобщенно называются досвекофеннокарельским¹ структурным этажом. Он был сформирован в ходе нескольких эпох складчатости, в том числе и лежащих между ними эпох сноса, и состоит из высокометаморфизованных орто- и парапород, содержащих линзы амфиболитов, которые в отдельных местах еще сохранили признаки реликтовых структур вулканических пород, в частности шаровых лав. Завершение последней из досвекофеннокарельских складчатостей характеризовалось развитием интенсивного кислого вулканизма. Продукты плавления смятого в складки и застывшего фундамента вырывались из трещин в виде палящих туч и распространяли на большие площади пенистый игнимбритовый расплав. Образовавшиеся при этом игнимбритовые породы сформировали значитель-

¹ Т. е. относящимся в основном к древнейшей — архейской — группе докембрия. Свекофеннская и карельская складчатости проявлены в структуре более молодой — протерозойской группы. — *Прим. перев.*

ные части «лептитового комплекса» центральной Швеции.

Приблизительно 1900 млн. лет назад на территории Швеции и Финляндии возникла обширная горная система «свекофеннокарелид», нарастившая древнее ядро Европы. Это древнейшая из европейских горных систем, тектоно-магматическое развитие которой может быть в какой-то степени реконструировано по реликтовым структурам, восстанавливаемым в кристаллическом фундаменте Швеции и Финляндии. Исходной обстановкой был океанический морской бассейн, располагавшийся предположительно по краям уже существовавшей более древней материковой области — так называемая «геосинклиналь», в которой накапливалась мощная толща осадков и происходил интенсивный подводный вулканизм. В основании осадочной толщи, представленной в настоящее время метаморфизованными конгломератами, граувакками и сланцами, залегают основные вулканиты мощностью более 1000 м, принадлежащие, по-видимому, к стадии раскрытия (спрединга) океана. Вулканическая деятельность продолжалась и в процессе осадконакопления, о чем свидетельствуют прослои лав и туфов основного и среднего состава. В целом эта толща, мощность которой значительно превышает 8000 м, обнаруживает поразительное сходство с ассоциациями базальтов и осадочных пород в более молодых геосинклиналях. Смятие в складки осадочных толщ с прослоями вулканитов и образование системы горных хребтов, сопровождаемые отступанием моря, произошли приблизительно 1800—1950 млн. лет назад. Во время так называемой готской эпохи, продолжавшейся приблизительно между 1750 и 1150 млн. лет назад, последовали увеличение жесткости («кратонизация») и интенсивная эрозия этой смятой в складки части земной коры. В сформированное горное сооружение внедрялись интрузии гранитов, в том числе так называемые рапакиви. По секущим разломам поднимались кислые расплавы, обусловившие между 1750 и 1600 млн. лет назад проявления обширного вулканизма, особенно в районах Далекарлиен и Херьедален центральной Швеции. Особую роль среди вулканитов играли игнимбриты. Связанное с ними образование вулканотектонических депрессий необычайно оживляло рельеф. Возникавшие континентальные впади-

ны были заполнены иотнийским песчаником — красноцветной песчаниковой формацией, подобные тем, которые часто образовывались после завершения более молодых складчатостей (например, древний красный песчаник — Old Red, — образовавшийся вслед за каледонской, или красный лежень, образовавшийся вслед за вариссийской складчатостью). Иотнийский песчаник, во многих местах залегающий непосредственно на игнимбритах, в самых низах разреза еще содержит прослойки вулканических пеплов и следы гидротермальных изменений. В отдельных случаях в конце готской эпохи поднимались также основные расплавы и заполняли секущие трещины, образуя при застывании диабазы.

Проявления соответствующей вулканической активности в докембрии известны также в древних ядрах других материков, например в Лаврентьевском щите, занимающем часть территории Канады и США, Гвианском и Бразильском щитах Южной Америки, в азиатских щитах — Ангарском¹, Индостанском и Китайском, — а также в Африканском, Аравийском, Австралийском и Антарктическом щитах.

Явлением, исследование которого находится еще в начальной стадии, но которое, по-видимому, приобретет в будущем большое значение ввиду его возможной связи с месторождениями полезных ископаемых, являются *кольцевые структуры* материков, достигающие иногда огромных размеров. Выявление этих структур традиционными методами едва ли было возможно, поскольку они характеризуются значительной протяженностью и маскируются более поздним осадочным покровом. Лишь дешифрирование космических фотоснимков Земли, и в особенности фотоснимков, выполненных спектрально-зонным методом, позволило обнаружить эти, а также и другие, до тех пор неизвестные структуры земной коры. Их можно сравнить с аналогичными образованиями Луны и Марса, но на Земле они в значительной степени разрушены экзогенными процессами — выветриванием и денудацией, оставившими от них лишь реликты, или перекрыты более молодыми отложениями. На фотоснимках, сделанных на большом расстоянии от Земли, эти коль-

¹ По терминологии, принятой советскими геологами, это Алдано-Становой щит Сибирской платформы. — *Прим. перев.*

цевые структуры как бы просвечивают сквозь более молодой чехол или более или менее отчетливо выделяются на нем, о чем свидетельствует характер растительного покрова. Предполагается, что одна их часть соответствует структурам, возникшим в процессе образования первичной базальтовой коры Земли, как, впрочем, и других планет. Другая их часть с большой вероятностью может объясняться ударами крупных метеоритов, происходившими в раннюю стадию развития Земли. Что касается остальных кольцевых структур, то однозначно устанавливается их вулканическое происхождение. Исследования с помощью искусственных спутников Земли позволили выявить такие структуры на всех материках. Кольцевые структуры достигают особенно крупных размеров — от 300 до 900 км в диаметре — на Гвианском щите. Они обладают там центральной кальдерой с поперечником в несколько сотен километров и глубиной несколько тысяч метров, окруженной кольцевыми цепями гор, состоящими из вулканитов, и кольцевыми разломами. Значительная часть этих структур перекрыта горизонтально залегающими докембрийскими отложениями. Во внешнем кольце ослабленных зон шириной приблизительно 50—100 км извержения сменялись внедрением гранитоидных пород, возраст которых оценивается приблизительно в 1900 млн. лет. Помимо докембрийских выявлены и более молодые — палеозойские и мезозойские — структуры такого типа.

Риолитовый и андезитовый вулканизм геологического прошлого

Вулканиты кислого и среднего состава — риолиты и андезиты в форме игнимбритов, лав и туфов — известны во всем мире и почти для всех периодов истории Земли. По своему положению как во времени, так и в пространстве они в общем тяготеют к поздним фазам формирования складчатых горных сооружений, когда на смену складчатой тектонике приходила разрывная и складчатые горы испытывали изостатическое воздымание и интенсивный снос. Этот вулканизм по его возрастному положению относительно формирования складчатых

сооружений обычно называется «субсеквентным»¹. При этом процессы вулканизма были проявлены в области собственно складчатого горного пояса или же в непосредственной близости от него, в особенности в его тыльной материковой части. Этот высокоэксплозивный по своему характеру вулканизм в современную эпоху можно наблюдать в молодых складчатых горных поясах и островных дугах зон субдукции в самом широком понимании. Чем древнее возраст вулканитов, тем труднее реконструировать связи, поскольку в этих случаях не только сами горные хребты в результате интенсивной денудации и выравнивания были большей частью доведены до так называемой платформенной стадии с присоединением к центральным частям материков, но и от вулканитов и вулканических построек сохранились главным образом лишь остатки. Так что нет ничего удивительного в том, что с увеличением возраста вулканитов растут и разногласия по вопросу о их принадлежности.

Однако там, где обстоятельства, сопутствующие этой форме древнего вулканизма, могут быть в какой-то степени реконструированы, имеются указания на то, что он нередко принимал столь огромные размеры, какие мы в современную геологическую эпоху не наблюдаем и по сравнению с которыми даже катастрофические извержения таких вулканов, как Тамбора в 1815 г. или Катмай в 1912 г., показались бы незначительными. Примечательна также многократно устанавливаемая связь древних вулканитов риолитового и андезитового состава с обширными вулcano-тектоническими депрессиями, теми упоминавшимися выше гигантскими кальдероподобными образованиями, которые возникли в результате опорожнения крупных магматических камер в фундаменте и оседания расположенных над ними глыб земной коры.

Одним из классических примеров такого рода, относящихся к недавнему геологическому прошлому, является упоминавшийся выше в связи с обсуждением понятия «игнимбрит» остров Северный Новой Зеландии с его действующими вулканами, гейзерами и горячими источниками. Вместе с островом Южный он принадлежит к

¹ Т. е. «последующим» (от латинского *subsequo* — следовать, идти по пятам). — *Прим. перев.*

крупной островной дуге. Вдоль его юго-восточного (тихоокеанского) берега протягивается глубоководный океанический желоб Кермадек — Тонга, отмечающий начало погружения Тихоокеанской плиты под Австралийскую. Новая Зеландия, таким образом, расположена в области субдукции, для которой характерны возникающие там глубокофокусные землетрясения.

Вдоль юго-восточного побережья острова Северный протягивается почти на 500 км — от пролива Кука до залива Пленти — молодая горная цепь, принадлежащая к альпийскому типу, хотя самая высокая ее вершина возвышается всего на 1750 м. Западнее этой цепи, как бы в ее тыльной части, расположено обширное вулканическое плато, сложенное вулканиками кислого состава, излияния которых начались в неогене и продолжаются, хотя и в очень слабой форме, до настоящего времени. В этой вулканической области, опять-таки параллельно глубоководному желобу и горной цепи, протягивается вулкано-тектоническая депрессия, называемая Белым Островным Рвом (White Island Trench), в которой лежат впадины озер Роторуа и Таупо. Ее происхождение связывают с выбросом больших масс продуктов вулканизма прежде всего вдоль зоны разлома на юго-восточном крыле депрессии — сброса Вхакатане. Вдоль последнего располагаются также действующие вулканы и большинство гейзеров Новой Зеландии.

Извержения, происходившие здесь с неогена вплоть до современной эпохи, достигали, по-видимому, значительных масштабов. На острове Северный большие площади покрыты рыхлым вулканическим материалом — пемзой и вулканическими пеплами, местами уплотненными до состояния туфов. Под ними залегает, лишь в отдельных местах выходя на поверхность, мощная толща уже упоминавшихся игнимбригов, особые условия образования которых были впервые изучены в 1935 г. новозеландским геологом Маршаллом и для которых он впервые предложил термин «игнимбриг», со временем перенесенный на аналогичные вулканиды во всем мире. Маршалл дал это название, как уже отмечалось на стр. 72, отложениям горячего пластично деформирующегося пирокластического материала из переливающихся палящих туч, подвергшимся позднее более или менее интенсивному спеканию. В Новой Зеландии выходы игнимбригов

покрывают площадь свыше 25 000 км², а их общий объем оценивается приблизительно в 8300 км³.

Хотя во многих областях Земли известны вулканы прошлых геологических эпох, отнесение которых по структурным признакам к бывшим лавам или туфам встречает определенные трудности, опубликованные Маршаллом наблюдения вначале не привлекли особого внимания. Поскольку такие вулканиды испытали спекание и обладали, как уже упоминалось, возникшим в результате этого процесса тонкопластинчатым сложением, последнее принималось за текстуру течения, а сами породы считались бывшими лавами. При этом, как правило, не учитывался тот факт, что, хотя кислые лавы, как показывают наблюдения на действующих вулканах, являются крайне вязкими и могут образовывать чаще всего короткие лавовые потоки, экструзивные (выжатые) купола или «иглы», древние кислые вулканиды тем не менее покрывают огромные пространства, и только в середине нашего столетия, когда начался широкий пересмотр результатов исследований древних вулканидов, оказалось, что строение многих кислых вулканических пород в молодых и древних складчатых поясах Земли совершенно аналогично строению новозеландских игнимбритов. В самое короткое время термин «игнимбрит» прочно вошел в вулканологический лексикон, а многие вулканиды геологического прошлого отнесены к игнимбритам. Разнообразие структур горных пород, которые могут возникать при извержениях палящих туч, послужило поводом для разногласий в вопросе о том, какие из соответствующих отложений следует называть игнимбритами, а какие — нет. Поскольку возможны любые переходы между лавами, игнимбритами и туфами — даже для одного и того же извержения, — произвести надежное разграничение между ними представляется весьма затруднительным.

Несмотря на то что игнимбриты, а также измененные лавы и туфы Новой Зеландии по сравнению с таковыми многих других местонахождений занимают огромную площадь и значительный объем, они все же ни в коей мере не соизмеримы с теми вулканидами из центральной части Анд Южной Америки, данные о которых опубликованы в последние годы, в особенности Цейлем и Пихлером. В северной части Чили, на юге Перу и в

граничащих с ними районах Боливии и Аргентины они покрывают площадь около 150 000 км², а их суммарный объем оценивается по меньшей мере в 70 000 км³.

В Андах еще раз подтверждается известное правило, согласно которому извержения палящих туч, лав и выбросы пеплов связаны с той поздней стадией развития складчатых горных сооружений, когда формирование собственно складчатой структуры уже завершилось и образовались протяженные разломы, по которым были приподняты глыбы земной коры и смогли подниматься расплавы. Последняя относительно интенсивная эпоха складчатости в этой области произошла в позднемеловое время, а ее отголоски захватили поздний палеоген. Однако и позднее — с неогена вплоть до плейстоцена — из секущих трещин изливались кислые вулканические продукты в форме огромных пенящихся палящих туч, пеплового материала и лавовых потоков. Палящие тучи с большой скоростью распространялись на огромные территории, перекрывая и выравнивая расчлененный рельеф испытывающих медленное изостатическое воздымание горных сооружений, что приводило к возникновению обширных плоскогорий, в пределах которых игнимбриты имели почти горизонтальное залегание. Образование или оживление разломов происходило отдельными фазами. Эпохи повышенной тектонической и вулканической активности чередовались с более продолжительными перерывами, во время которых вулканы частично подвергались выветриванию и сносу. Продукты последнего распространены в форме протяженных каменных потоков. Затем вновь извергались бешено мчащиеся палящие тучи и отлагали новые игнимбритовые покровы, которые, таким образом, многократно чередовались с залегающими между ними продуктами их переработки. Если мощность отдельных покровов составляет большей частью 20—30 м, то суммарная их мощность, насколько об этом позволяют судить наиболее глубокие каньонообразные участки долин, превышает в некоторых местах 1000 м. Хотя вещественный состав риолитовых продуктов вулканизма поразительно однороден, в структуре игнимбритов наблюдаются заметные вариации, которые могут объясняться различиями температуры палящих туч. При высокой температуре частицы расплава, взвешенные в них, отлагаются в раскаленном, пластичном состоянии и могут

интенсивно спекаться. В других частях игнимбритовых покровов спекание проявилось слабо или вовсе отсутствует, что объясняется более низкими температурами извержения; в конечном счете встречаются все переходы от игнимбритов к туфам. Иногда наблюдаются прослой лав, в отдельных местах также субвулканические интрузии, обнаженные вследствие денудации пород кровли. Извержение огромных масс кислых вулканических продуктов и связанное с этим сокращение объема в фундаменте было и здесь компенсировано оседанием кровли магматических камер и возникновением обширных вулканотектонических депрессий. Исследователи игнимбригов Анд считают источником кислых вулканических продуктов расплавленное вещество земной коры, химический состав которого был близок к составу гранитов.

Площадное распространение игнимбригов определяет одну из характерных черт ландшафта Центральных Анд; к ней добавляется другая. Над обширными плоскогорьями возвышаются и достигают нередко внушительных размеров куполовидные и конусообразные стратовулканы андезитового и базальтового типа, свидетельствующие о происходившем время от времени, особенно вслед за излияниями игнимбригов, раскрытии на большую глубину подводящих трещин, по которым поднимались эти расплавы. Если игнимбриговые плато расположены на высоте от 1500 до 4000 м, то высота более молодых стратовулканов достигает 7000 м. Их расположение свидетельствует о том, что использовались приблизительно те же подводящие пути, что и при извержении риолитов, т. е. трещинные зоны, которые приспособляются к направлению цепей Анд в области их изгиба и простираются соответственно в северо-западном или северном направлении.

Поскольку игнимбриги испытали интенсивное спекание, они характеризуются четкой трещиноватостью сокращения—следствие усадки при застывании. Эти трещины представляют собой ослабленные зоны, благоприятные для врезания ущелий и долин при последующей эрозии. Там, где игнимбриги обособлены от туфов и пемзы, эта трещиноватость выражена менее четко. Для поверхности игнимбригов особенно характерны глыбовые формы выветривания, обусловленные воздейст-

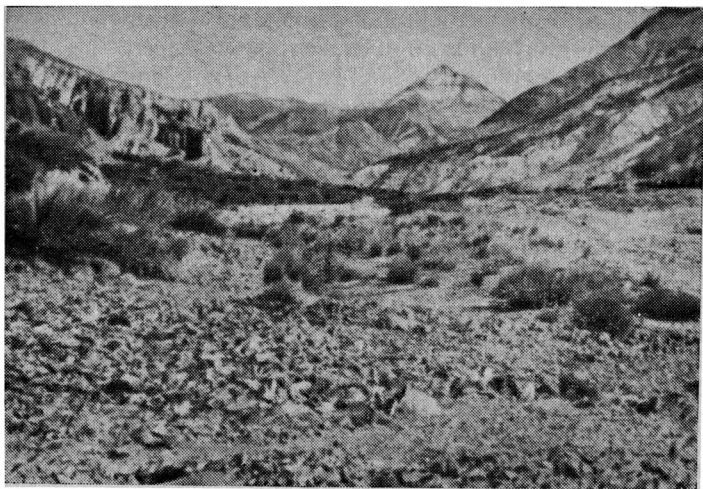


Рис. 44. Дно долины Тулнапалка (южная Боливия), врезанной в игнимбритовые плато Центральных Анд, покрыто плитчатыми обломками игнимбритов. На заднем плане — Невадо-Хоролкве высотой 5630 м — более молодое вулканическое сооружение, «насаженное» на игнимбритовое плато.

вием солнечной радиации, морозного растрескивания и ветра. Плоскогорья повсеместно покрыты щебнем горных пород, над которым возвышаются более молодые стратовулканы (рис. 44).

Хотя объем риолитовых вулканитов Центральных Анд можно выразить лишь в превосходной степени, он все же представляется ничтожным по сравнению с объемом тех кислых расплавов, которые не смогли достичь поверхности и застыли на глубине в виде гигантских plutonic тел. По порядку размеров они намного превосходят вулканиты.

Можно назвать поразительным тот факт, что во всем мире многие вулканиты риолитового состава, которые подверглись новейшим петрографическим исследованиям, были отнесены к игнимбритам. Менее удивительно то, что большая их часть, как, например, вулканиты Новой Зеландии или области Анд, имеет относительно молодой возраст, и это, по-видимому, объясняет то, что

Последние еще очень слабо разрушены. Однако и некоторые вулканические породы, относящиеся к поздним фазам более древних складчатостей (как говорилось в предыдущем разделе, даже докембрийских!) и считавшиеся лавами, определены как игнимбриты.

Особенно сильный вулканизм от риолитового до андезитового состава протекал в Центральной Европе вслед за воздыманием варисцийской горной системы. Главная складчатость проявилась здесь в среднекаменноугольную эпоху, приблизительно 325 млн. лет назад. С позднего карбона эта область уже подвергалась интенсивной денудации. Мощные массы щебня от разрушающихся антиклинальных складок накапливались в межгорных и передовых прогибах горной системы. Одновременно Центральная Европа стала ареной высокой вулканической активности, начавшейся в позднем карбоне и достигшей апогея в ранней перми. Из раскрывшихся трещин вырывались в виде гигантских палящих туч частицы игнимбритового расплава, вулканические пеплы и лавы покрывали денудированные замки антиклиналей и заполняли лежащие между ними мульды, в первую очередь — обширную область опускания варисцийского и более древнего фундамента, простирающуюся с северо-запада на юго-восток через северную часть Центральной Европы и охватывающую также северную часть ГДР. Хотя в этой области опускания, особенно в Мекленбурге и Бранденбурге, вулканы образуют обширный ареал — его площадь оценивается приблизительно в 50 000 км² — и характеризуются значительными мощностями, превышающими местами 2000 м, они перекрыты мощным чехлом более молодых осадков и вследствие этого стали известны лишь в результате буровых работ последних лет. Здесь широко распространены обладающие большой мощностью риолитовые — до андезитовых — игнимбриты, лавы и отчасти интрузивные тела, а также в небольших количествах — базальтовые породы, известные главным образом в северной краевой области.

Иначе обстоит дело в среднегорье Центральной Европы, где глубоко денудированный варисцийский складчатый фундамент не испытал опускания, а сохранил во многих местах доступные непосредственному изучению остатки существовавших прежде антиклиналей и муль-

ды, заполненные щебнистыми продуктами сноса. Так, в южной части ГДР и на смежных территориях ПНР и ФРГ, а также во Франции встречается ряд более или менее крупных районов вулканизма позднекаменноугольного — раннепермского возраста, в которых вещественный состав вулканитов в значительной степени соответствует вулканитам расположенной севернее области опускания. Они известны в Судетах, в различных частях Саксонии, как, например, в восточной части Рудных гор, в Тарандтском Лесу, в районе Мейсена и в северо-западной Саксонии, в районах Галле и Магдебурга, в Тюрингенском Лесу, в области Саар-Наэ, в Оденвальде, Шварцвальде, Вогезах и Центральном массиве Франции. Если принять во внимание высокие скорости денудации бывшей варисцийской складчатой системы, находящейся в настоящее время в «платформенной стадии», то и эти районы вулканизма представляют собой, по-видимому, лишь остатки первоначально более обширной площади распространения вулканитов. Об этом свидетельствуют встречающиеся в промежутках между ними жилы, сложенные кислыми и средними вулканитами, а также выходы округлой формы, которые предположительно считаются срезанными денудацией подводящими каналами. Об уничтожении значительной части существовавших прежде вулканитов свидетельствуют их окатанные обломки в переотложенных продуктах сноса и речных галечниках, причем количество вулканического материала, переработанного эрозией в послепермское время, можно приблизительно оценить.

В качестве одного из подробно изученных вулканических комплексов этого региона следует отметить Северо-Саксонский, охватывающий площадь 1500 км². Согласно Рёллигу (1976), он представляет собой ограниченную разломами обширную кальдерообразную вулкано-тектоническую депрессию, опускание которой и одновременно заполнение проникающими снизу вулканитами происходило в несколько фаз (рис. 45). Вулканическая деятельность началась в южной части вулканической области, связанной с варисцийской Северо-Саксонской мульдой. Из трещин, разорвавших южное крыло мульды, извергались андезитовые, а немного позже также риолитовые лавы и пеплы. Затем последовал первый максимум вулканической активности в форме огромных

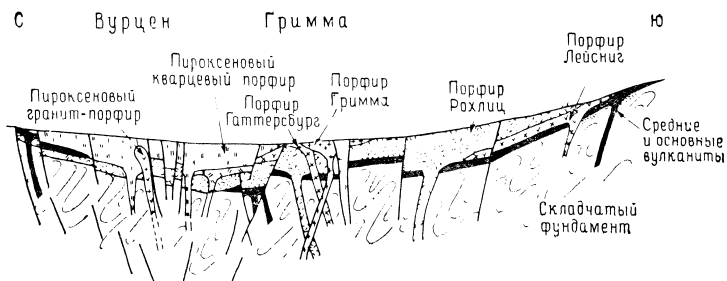


Рис. 45. Схематический геологический разрез через Северо-Саксонский вулканический массив. По Рёллигу (G. Rölli, 1976).

извержений палящих туч, спекшиеся игнимбритовые отложения которых — так называемый порфир Рохлиц — покрыли обширную территорию, охватившую не только Северо-Саксонскую мульду, но также и части граничащей с ней на севере варисцийской Северо-Саксонской антиклинали (цветное фото 7). Сокращение объема в фундаменте, связанное с вулканической деятельностью, вызвало первые опускания и, как следствие, новые излияния лав, выбросы пепла и внедрение интрузий. За первым из главных актов вулканизма через некоторый промежуток времени последовал второй, центр которого переместился к северу. На обширных площадях снова начались извержения палящих туч, спекшимся продуктом которых является распространенный в северной части Северо-Саксонского вулканического комплекса так называемый пироксеновый кварцевый порфир. Деятельность вулканов вызвала дальнейшие опускания, охватившие большие пространства. С ними было связано внедрение пироксеновых гранит-порфиров, а завершали вулканическую деятельность вновь меньшие по масштабам излияния андезитовых лав, на этот раз в северной краевой части вулкано-тектонической депрессии. Некоторые из нижнепермских вулкаников оказались ценным строительным материалом и разрабатываются в настоящее время крупными карьерами. Среди пермских вулканических пород Северной Саксонии пироксеновый кварцевый порфир играет заметную роль как сырье для производства бутового камня и щебня, широко используемых при строительстве дорог; пироксено-

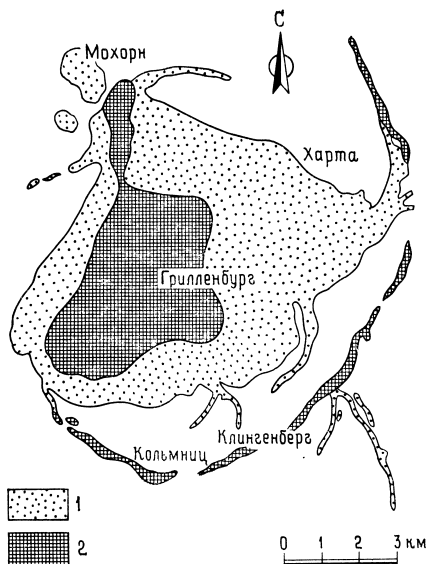


Рис. 46. Область распространения порфиров в Тарандтском Лесу западнее Дрездена. Глубоко срезанная кальдера с кольцевыми и радиальными жилами позднекаменноугольной эпохи. По Питчу (К. Pietzsch, 1962). 1 — порфир с низким содержанием кварца; 2 — порфир с высоким содержанием кварца.

вый гранит-порфир нашел применение в качестве ценного строительного материала, в частности при сооружении в Лейпциге монумента в память Битвы народов¹. Одна из разновидностей вулканических пепловых туфов, образующих прослойки во всей толще вулканического комплекса Северной Саксонии, — порфировый туф Рохлиц — являлась с древнейших времен излюбленным строительным и облицовочным камнем и еще с античной эпохи использовалась для многочисленных культовых и гражданских сооружений. Другая разновидность порфира, разрабатываемая у Лёбейюна, недалеко от Галле, поставлялась в качестве строительного материала для маяка Роте-Занд, указывающего путь кораблям перед устьем реки Везер.

¹ Лейпцигского сражения 1813 г. — Прим. перев.

Среди многочисленных районов каменноугольного — пермского вулканизма Центральной Европы следует упомянуть еще один, представляющий на геологической карте идеальный по форме глубинный срез обширной кальдеры: район распространения порфиров в Тарандтском Лесу западнее Дрездена (рис. 46). Здесь, в пределах гнейсовой области Рудных гор, глыба земной коры, ограниченная разломами, подверглась ступенчатому опусканию, а возникшая при этом впадина была заполнена отложениями переливающихся игнимбритовых паллящих туч. Кальдера окружена концентрическими кольцевыми жилами, перпендикулярно к которым расположены радиальные жилы — бывшие трещины, выполненные порфирами. Окатанные обломки последних из снеженных участков кровли Тарандтского вулканического массива встречаются в отложениях нижнего красного лежня¹, выполняющих расположенную восточнее впадину Дёлен, что свидетельствует, по-видимому, о том, что извержение порфиров Тарандтского Леса и формирование кальдеры происходили еще в позднем карбоне.

Свидетели исчезнувших океанов

Хорошо известно, что материал, слагающий молодые складчатые горные сооружения Земли, если только он не подвергся высокотемпературному метаморфизму или даже «гранитизации», представлен интенсивно сжатыми и отчасти многократно надвинутыми друг на друга с образованием чешуйчатой структуры пачками осадочных горных пород, которые некогда сформировались на дне моря, о чем свидетельствуют содержащиеся в них окаменелые двустворчатые (пелециподы) и брюхоногие моллюски (гастроподы), а также другие морские животные. Подобные складчатые горные пояса, как уже подробно излагалось выше, образуются в «зонах схождения» литосферных плит, в которых происходит или поддвигание (субдукция) под край материковой плиты стремящейся к ней навстречу океанической или же столкновение двух материков, если океаническая плита увлекает за собой другой материк. При этом из

¹ Нижней части нижней перми. — *Прим. перев.*

сжатых, раздавленных и смятых в складки океанических осадков в первом случае вдоль края материка возникали горные сооружения «андского типа», а во втором, при вытеснении океана, — горные сооружения «гималайского типа», образованные при столкновении материков и расположенные, следовательно, посреди увеличившегося материка.

В обоих случаях в этом процессе участвует также океаническая литосфера, образованная из основных и ультраосновных пород вулканическим или интрузивно-магматическим путем. Ее более высокая плотность по сравнению с «кислым» веществом материковых горных пород, к которым надо причислить и чехол океанических осадков, способствует погружению литосферы в зонах субдукции, что препятствует ее участию в образовании возникающих горных сооружений. Тем не менее в условиях огромного сжатия в зонах субдукции или зонах столкновения отдельные обломки или даже более крупные глыбы океанической литосферы как бы «обстругиваются», или образуют чешуи, и вдавливаются в толщи смятых в складки осадочных пород. Такие остатки литосферы основного и ультраосновного состава залегают в качестве чужеродных тел в складчатых горных сооружениях материков. Они называются *офиолитами* и в горных сооружениях зон схождения литосферных плит считаются последними свидетелями исчезнувших океанов.

В *офиолитовых сериях* складчатых горных систем наблюдается вся совокупность горных пород океанической литосферы. Последняя, как показано на рис. 47, а, расчленяется на лежащую в основании зону ультраосновных перидотитовых горных пород («слой 4» океанической литосферы), принадлежащую еще мантии Земли, нижний слой литосферы, сложенный габбро («слой 3»), и лежащую выше базальтовую зону («слой 2»), состоящую в верхних частях преимущественно из переслаивающихся потоков шаровых лав и слоев гналокластитов, а глубже содержащую все возрастающее число вертикальных жил — затвердевших заполнений прежних подводящих каналов. «Слоем 1» океанической литосферы называются накопившиеся выше глубоководные морские осадки, которые встречаются и в складчатых горных сооружениях в виде сланцев, кремнистых пород (радиоля-

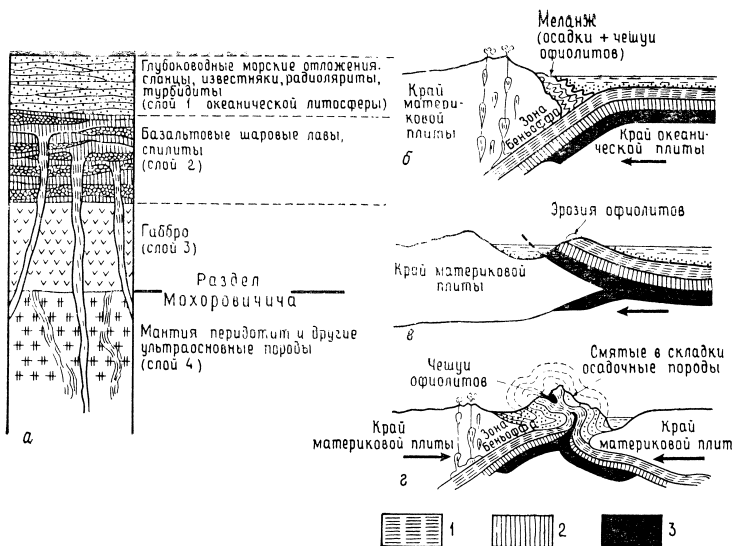


Рис. 47. Разрез океанической литосферы и схематическое изображение различных форм залегания офиолитов в зонах схождения литосферных плит (по Хатчинсону). *а* — разрез океанической литосферы; *б* — образование меланжа, сложной зоны, хаотически залегающих обломков и глыб осадочных пород и офиолитовых чешуй перед краем материковой плиты (или островной дуги), под которую погружается океаническая литосфера (явление субдукции); *в* — расщепление океанической литосферы и ее продвижение (обдукция) на край материковой плиты; *г* — столкновение двух движущихся навстречу краев материковых плит, замыкание расположенного между ними океана и смятие океанических осадков в складчатые горные сооружения, включающие чешуи офиолитов. *Условные обозначения:* 1 — базальт, спилит; 2 — габбро; 3 — перидотит.

ритов), а также известняков в ассоциации с офиолитами. Примечательно также, что основные и ультраосновные породы, принадлежащие к офиолитовой серии, в области своего образования — в системах океанических хребтов или рифтов — часто претерпевали изменения, отчасти обусловленные термальным метаморфизмом, а отчасти — воздействием воды в связи с массообменом. В последнем случае возникают серпентиниты и спилиты, т. е. как бы «обводненные» перидотиты и базальты.

Подобные чешуи океанической литосферы встречаются в поясах складчатых горных сооружений в различных геологических условиях:

1. Там, где океаническая литосферная плита погружается под край континентальной, накапливаются мощные толщи осадков, преимущественно «турбидиты», что свидетельствует о проявлении турбулентных течений и оползаний¹. Они представляют собой продукты денудации материков, заполнившие прилегающие к последним протяженные краевые впадины, — глубоководные океанические желоба — или же осадки, принесенные океанической литосферной плитой. В области субдукции они сильно сжимаются, и значительная их часть задавливается под край материковой плиты, причем в условиях слабого теплового воздействия, но высокого сжимающего давления осадки преобразуются в так называемые «голубые» (глаукофановые) сланцы. Одновременно лоскуты офиолитов, «соскабливаемые» с океанической литосферной плиты, вдавливаются в виде чешуй в деформируемые осадки. Подобные хаотические массы различного состава и структуры называются «меланжем». Хотя меланж в значительной части задавливается вместе с погружающейся океанической плитой под край материковой плиты (приблизительно на 30—40 км), он не «заглатывается», а, напротив, после понижения давления испытывает изостатическое воздымание (при этом происходит собственно горообразование в морфологическом смысле). Понятно, что в этом случае в полностью сформированной горной системе можно встретить лишь чешую офиолитов, но вряд ли офиолитовые серии в их полном развитии. Примеры таких офиолитов «субдукционного типа» известны, например, в Японии, Калифорнии (США) и отчасти в Альпах (рис. 47, б).

2. Может, однако, случиться и так, что от океанической литосферной плиты, погружающейся под край материковой плиты, отделяется крупный обломок и надвигается на континентальную кору. Подобный процесс называется обдукцией. При этом механизме, в противоположность описанному выше, из-под уровня моря может выдвигаться полная офиолитовая серия. Хорошо известным примером такого рода является массив ос-

¹ Турбидиты — отложения так называемых мутьевых потоков, доставляющих взвешенный песчаный и глинистый материал нередко на значительные глубины дна океанов. — *Прим. перев.*

новных и ультраосновных пород в горах Троодос на острове Кипр, где представлены слои 2, 3 и 4 океанической литосферы — от шаровых лав до перидотитов. Примечательна связь промышленных месторождений сульфидных медных руд этого массива с вулканическими породами слоя 2. Добыча руд меди, от которой произошло и название острова, играла важную роль еще в эпоху финикийского и римского господства. Здесь известны также значительные месторождения хромитов. Еще один типичный пример подобного рода представляет Папуасский офиолитовый пояс на Новой Гвинее. В обоих случаях офиолитовая серия, поднимаясь над уровнем моря, подвергается в наземных условиях сильной денудации, причем в отдельных блоках массивы офиолитов окружены с флангов мощным меланжем или же продуктами щебневых или грязевых потоков (олистостромами) (рис. 47, в).

3. Когда наконец после долгого периода субдукции к материку вместе с океанической литосферой придвигается другой материк, происходит их столкновение. При этом расположенный между ними океан все в большей степени суживается и в конце концов замыкается. Осадки испытывают раздавливание, «лоскуты» офиолитов образуют чешуи, а более крупные глыбы офиолитов задавливаются в «шов» на стыке материков. Подобные случаи представлены в Индусской зоне Гималаев и в зоне Ивреа в Альпах. Индусская зона (или Индусский «шов») сложена преимущественно «Индусским флишем» — продуктом денудации и сноса образующегося горного сооружения, состоящим из хаотически залегающих глубоководных морских осадков и глыб офиолитов. Главные реки Гималаев — Инд и Брахмапутра — врезают в него глубокие ущелья своих долин. Индусский флиш рассматривается как меланж, накопившийся и испытавший деформацию перед краем Азиатской плиты в то время, когда подошедшая к ней с юга океаническая плита, вместе с которой перемещался Индостанский субконтинент, погружалась под него. Собственно столкновение двух материков последовало в палеогене. Офиолитовая зона Ивреа в Альпах, залегающая в виде чешуи в шовной зоне между «Пеннинским» покровом, принадлежащим (европейской) северной ветви Альп и (средиземноморской) ветвью Юж-

ных Альп, прослеживается от окрестностей Каstellамонте до озера Лаго-Маджоре. Она состоит из диоритов и габбро, заключенных в оболочку ультраосновных пород и ассоциирующихся с глубоководными морскими осадками (рис. 47, г).

Офиолиты могут свидетельствовать об исчезнувших частях океанической коры или даже целых существовавших прежде океанах не только там, где простираются молодые складчатые горные сооружения; они могут также оказывать существенную помощь при реконструкции древних океанов и материков. Так, в более древних, сильно денудированных горных системах устанавливаются офиолитовые пояса, свидетельствующие о том, что эти горные сооружения также возникли в результате столкновения материков и исчезновения древних океанов. Примерами такого рода является Урал, возникший в ранней перми при замыкании «Уральского моря», существовавшего между Азией и Европой, и каледонское сооружение Шотландии и Норвегии, смятое в складки при замыкании океана — предшественника Атлантического — на рубеже силура и девона. Еще более древние, докембрийские, офиолитовые зоны известны почти во всех ядрах материков и свидетельствуют о постоянном изменении размеров и положения материков и океанов, связанном с процессами раскалывания первых, а также расширения и замыкания вторых.

Хотя следы связанных с этим процессом явлений в значительной степени стерты, офиолитовые зоны наряду с данными о вулканизме кислого и среднего состава прошлых, и в том числе древних, эпох указывают на то, что все известные в настоящее время типы вулканизма имели место и в очень давние времена.

Тесные связи с офиолитами обнаруживают диабазы, базальтовые породы, значительная часть которых представляет собой продукты застывания вулканических расплавов в подводно-морских условиях и может быть отнесена к морской (геосинклинальной) стадии, предшествующей соответствующим эпохам горообразования. Однако в концепции тектоники плит их место оценивается по-разному. Не все области опускания земной коры, куда проникало море и где накапливались толщи осадков, превращенные на более поздней стадии в складчатые изостатически приподнятые горные сооружения,



Рис. 48. Шаровая лава, сложенная диабазом, в Кеммлере, вблизи Плауэна (Фогтланд), свидетельствует о подводном характере вулканизма в этой области.

завершали свое развитие тем, что материка при этом полностью раскалывались, их отдельные глыбы раскодились, а между ними происходили новообразование и расширение океанической литосферы. Нередко, по-видимому, это приводило лишь к погружению и уменьшению мощности континентальной коры с возникновением глубинных разломов, по которым из области верхней мантии более или менее быстро поднимались основные расплавы, образуя при застывании отчасти толеитовые, отчасти щелочнобазальтовые породы. В подобных случаях, как правило, отсутствует и типичная связь основных вулканитов с перидотитами и собственно глубоководными морскими осадками. Многие из диабазов и диабазовых туфов встречаются в ассоциации с явно мелководными морскими образованиями. Так, в области бывшего варисцийского горного сооружения Центральной Европы такие диабазы часто ассоциируются с коралловыми известняками, которые возникали в виде рифовых построек в теплых и содержащих достаточное количество кислорода мелководных морях. Например, в области Фогтланд (Саксония), судя по последовательности слоев, можно сделать вывод о том, что в среднедевонском море, некогда покрывавшем эту об-

ласть, в районах поднятий существовала идеальная среда обитания для кораллов. Их рифовые постройки перекрывались время от времени диабазовыми пеплами и разрушались, что, впрочем, нисколько не мешало кораллам вновь поселяться на слоях пепла. На стенах некоторых каменоломен видно многократное чередование коралловых известняков, содержащих обильные остатки фауны, со слоями диабазовых туфов. В других местах, например в Кеммлере вблизи Плауэна или Заальбурга, встречаются диабазы в виде типичных шаровых лав (рис. 48, см. также цветное фото 8). В некоторых областях, например в мульде Лан-Диль Рейнских Сланцевых Гор или в Гарце, с диабазовым вулканизмом были связаны источники железистых углекислых вод; содержащийся в них металл был осажден в диабазовых туфах или известняках с образованием гематитовых руд.

Покровные базальты материков

Среди вулканитов основного состава геологического прошлого, принадлежащих к «океаническому» типу, выделяются базальты, покрывающие огромные площади материков, — так называемые покровные базальты, платобазальты, или траппы. Последнее название, происходящее от немецкого слова *Treppe* (лестница), объясняется тем, что они часто состоят из многочисленных, налегающих один на другой покровов мощностью от первых дециметров до 100 м, отделенных по краям уступами, напоминающими ступени лестницы. Такие базальты, за немногими исключениями, располагаются по краям материков и связаны с началом раскола существовавшего прежде гигантского континента Пангеи. Они изливались в то время, когда между расходящимися глыбами возникли морские бассейны и началась фаза их расширения; ареалы покровных базальтов на расположенных друг против друга материках местами могут быть сопоставлены (рис. 49).

К числу наиболее известных покровных базальтов этого рода принадлежат траппы плато Декан в западной части полуострова Индостан, занимающие площадь около 500 000 км² к востоку и северу от Бомбея. Высота краевых уступов многочисленных, налегающих один на



Рис. 49. Реконструкция положения южных материков в начальную стадию раскола Пангеи с нанесением областей распространения покровных базальтов (по Райту).

другой покровов в большинстве случаев очень невелика, однако в Западных Гатах наблюдаются также обрывы высотой до 1200 м.

Толеитовые расплавы изливались из краевых трещин раскалывающегося материка, перекрывая расчлененный рельеф докембрийских образований и пермских — триасовых «гондванских слоев». В основании толщи базальтов встречаются в отдельных местах песчано-сланцевые и карбонатные породы — отложения континентальных озер или рек; содержащиеся в них окаменелости указывают на позднемеловой возраст. Последнее может одновременно служить отправной точкой для суждения о возрасте самих трапповых покровов, образовавшихся не ранее чем на рубеже мела и палеогена, но главным образом, пожалуй, в раннем палеогене. Это подтверждают и данные физического (радиологического) определения возраста.

Характерное красноцветное окрашивание вблизи кровли некоторых лавовых покровов объясняется воздействием латеритной коры выветривания и указывает на то, что отдельные излияния были разделены значительными промежутками времени, в течение которых вулканическая деятельность отсутствовала и могло произойти почвообразование. В верхней части трапповой серии встречаются также прослой туфов — затвердевших вулканических пеплов. Мощность деканских трапп-

пов в Западных Гатах достигает 1400 м, причём фундамент их не обнажен. Общая мощность серии оценивается как минимум в 1800 м, а в районе Бомбея даже в 3000 м.

Верхняя поверхность деканских траппов повсеместно занята так называемыми рэгур-почвами — типом глинистых почв, в сухом состоянии твердых и рассеченных трещинами, а во влажном студенисто разбухающих, — которые благодаря обилию карбонатов кальция и магния, хорошей обводненности и деятельности бактерий славятся своим плодородием и под названием black cotton soil. (черная хлопковая почва) используются преимущественно для возделывания хлопка, пшеницы, проса и масличных семян.

Хотя траппы плато Декан являются наиболее известной и, пожалуй, самой изученной областью распространения покровных базальтов во всем мире, по размерам они уступают толентовым покровным базальтам, образовавшимся в юго-восточной части Южной Америки в связи с раскрытием южной части Атлантического океана в позднетриасовую — юрскую эпоху. Они занимают территорию около 1 млн. км² на юге Бразилии, в штатах Парана, Санта-Катарина и Риу-Гранди-ду-Сул. Еще одна крупная область распространения покровных базальтов, хотя по размерам и значительно уступающая области Парана, расположена в Патагонии. Базальты Параны изливались поверх красных песчаников, отложившихся в континентальном бассейне, которые в свою очередь перекрывают гранито-гнейсовый фундамент южной Бразилии.

Мощность излившихся покровных базальтов достигает 600 м. Отдельные покровы местами отделены друг от друга прослоями туфов, песчаников и горизонтами выветривания, содержащими ископаемые почвы, что служит указанием на то, что в области Парана, как и на плато Декан, эпохи высокой вулканической активности многократно чередовались с эпохами затишья. В северной части штата Риу-Гранди-ду-Сул базальтовые покровы достигают моря. Их ограничения, как со стороны Атлантики или прибрежной равнины, так и со стороны низменностей на западе и юге, отмечены обрывами, так называемыми «серрами». Покровные базальты в отличие от окружающих их районов, сложенных пес-

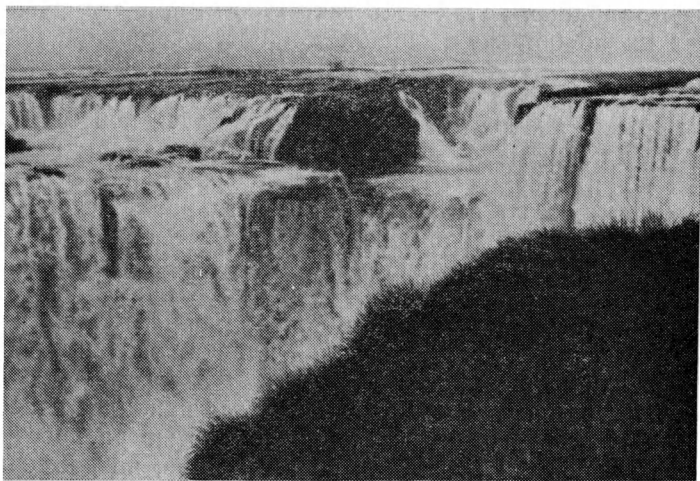


Рис. 50. Водопад Игуасу. Река того же названия, пересекающая крупнейшую в мире область распространения покровных базальтов, образовала недалеко от места своего впадения в Парану в результате регрессивной (пятящейся) эрозии один из самых живописных водопадов Южной Америки. Массы воды, подходящие к нему потоком шириной около 600 м, низвергаются с перекрывающих друг друга базальтовых покровов в виде каскада многочисленных водопадов в узкий и глубокий каньон.

чаниками, при выветривании образуют плодородную почву, на которой в северной части произрастают густые вечнозеленые субтропические леса различной влажности; в южной части она занята саванной или пампасами.

Многочисленные реки врезают свои долины в базальтовые покровы, ступенчатые устойчивые края которых служат причиной возникновения многочисленных водопадов; среди последних выделяется Игуасу, принадлежащий наряду с Ниагарским и водопадом Виктория на реке Замбези к числу огромнейших на Земле, живописная красота которых отмечалась всеми посетившими его (рис. 50). Залегавший первоначально на краю базальтового ландшафта, он к настоящему времени переместился благодаря регрессивной эрозии далеко внутрь плато.

Базальтовые покровы Драконовых гор в Южной

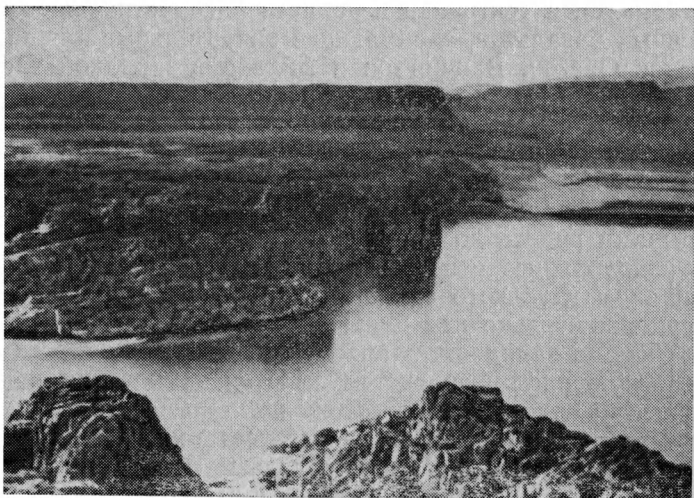


Рис. 51. Река Колумбия в «Далласском проходе». На обрывистых склонах долины реки, прорезающей названное ее именем обширное плато, можно наблюдать последовательность многочисленных базальтовых потоков и покровов. Выше долины хорошо выражен платообразный характер местности.

Африке имеют приблизительно такой же возраст, как и покровные базальты Параны.

Покровные базальты палеогенового возраста, связанные с более поздним раскрытием Северной Атлантики и заливавшие края материков, окаймляют участки Атлантического побережья восточной Гренландии, встречаются на Фаррерских, Гебридских островах и в Северной Ирландии. К ним принадлежат знаменитые столбчатые базальты острова Стаффа на Гебридах, где расположена овеянная легендами Фингалова пещера, а также «Мостовая Гигантов» (giants causeway) на побережье близ города Антрим в Северной Ирландии. Там в базальтовом покрове, расчлененном на вертикальные столбы, благодаря непрерывному разрушающему действию прибоя была выработана на высоте среднего уровня воды плоская «мостовая», сложенная из многоугольных, большей частью шестигранных окончаний столбов.

Несколько более сложными являются взаимосвязи

вулканизма и тектоники в области распространения покровных базальтов, занимающей значительные площади штатов Орегон, Вашингтон и Айдахо в западной части США (рис. 51). Это столь же необычное скопление бесчисленных потоков и покровов толеитовых базальтов занимает территорию около 300 000 км² между Скалистыми и Каскадными горами. Излияния начались здесь в олигоцене (поздний палеоген) и продолжались с перерывами вплоть до плейстоцена (ледниковый период). Легкоподвижные основные расплавы поднимались по трещинам глубокого заложения, которые раскрывались предположительно при смещении Северо-Американского материка в западном направлении, на Восточно-Тихоокеанскую рифтовую систему. Поток за потоком изливались на расчлененный «добазальтовый» рельеф поверхности и располагались в соответствии с предшествующими. Вначале были заполнены долины, позднее залиты и гребни лежащих между ними хребтов, пока не образовался обширный ландшафт базальтового плато, лишённого вулканических конусов. На склонах глубоко врезанных долин реки Колумбии — по которой эта область покровных базальтов получила свое название, — а также ее притока Снейк (Змеиной) обнажена вся толща залегающих один на другом и выделенных уступами базальтовых покровов, в отдельных местах разделенных горизонтами туфов. В нижних частях склонов долин вскрываются подводящие трещины, заполненные застывшими основными расплавами (жилами или дайками).

Несмотря на то что покровные базальты, крупные площади распространения которых известны также в Сибири и Антарктиде, следовало бы отнести к типу океанического рифтового вулканизма в самом широком понимании, они отличаются от него в конечном счете тем, что не вовлекались в процесс субдукции и вопреки своему «океаническому» характеру содействовали росту материков.

Мезозойский — кайнозойский рифтовый вулканизм Европы

Раскол единого материка Пангея, начавшийся на рубеже палеозоя и мезозоя, вызвал не только перераспределение суши и морей и поднятие в процессе повтор-

ных столкновений его обломков складчатых горных систем, но и значительное растяжение структуры материков. Они были рассечены многочисленными трещинами и разломами, достигавшими нижней части земной коры или даже верхней мантии, что способствовало подъему с этих глубин магматических расплавов. Так начался широко распространенный континентальный рифтовый вулканизм, сравнимый с вулканизмом Восточно-Африканского грабена. Начавшись в нескольких местах в мезозое преимущественно в интрузивной форме, он достиг апогея в палеогене и неогене. Некоторые из вулканов Центральной и Западной Европы проявляли активность вплоть до позднечетвертичной эпохи, а их поствулканическая деятельность продолжается и в настоящее время (см. стр. 253—254).

Среди вулканических пород существенную роль играют базальты. Наряду с ними встречаются, как и в Восточной Африке, значительные количества фонолитов, трахитов и измененных пород.

Живописные вулканические ландшафты такого рода можно наблюдать в Оверни (Франция), в Рейнско-Ронском грабене, в Эйфеле, на возвышенностях Фогельсберг и Рён, в грабене долины реки Огрже (Эгер) на севере ЧССР и в некоторых районах Венгрии.

Несомненно, значительной части расплавов не удалось достигнуть земной поверхности. Они застыли в пределах земной коры, образовав субвулканические тела в форме лакколитов, жил или штоков. Некоторые из них были установлены путем геолого-географических исследований, как, например, крупное интрузивное тело основного состава в Нижней Саксонии (Брамшерский массив). Более мелкие интрузии основного состава были обнаружены случайно при бурении скважин на нефть или газ, в том числе вблизи Рольфсбюттеля в Брауншвейге, у Лингена в долине реки Эмс и близ Зейдваала в Нидерландах. Другие были встречены в горных выработках. Кое-где субвулканические интрузивные массивы были отпрепарированы глубокой денудацией. Примерами могут служить фонолитовый шток в Борчене близ Билина и трахитовый купол Марианска-Гора около Усти на реке Лаба в Чешском Среднегорье (Богемский срединный массив).

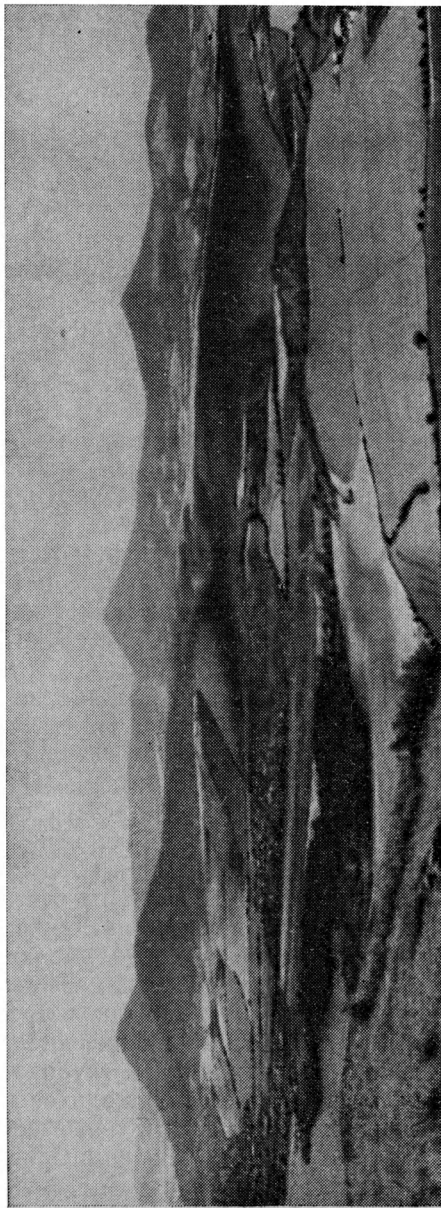


Рис. 52. Ландшафт, образованный выходами базальтовых (Б) и фонолитовых (Ф) куполов в местности Литомержице, центральная часть Чешского Среднегорья. Слева направо: горы Ловош (570 м, Б+Ф), Милешовка (837 м, Ф) и Клечечна (706 м, Ф).

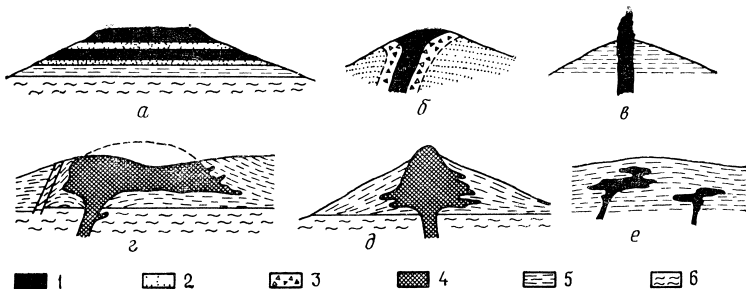


Рис. 53. Примеры форм залегания третичных вулканитов в Чешском Среднегорье и прилегающих областях (схематические разрезы, масштаб не выдержан). *а* — эффузивные базальтовые покровы, разделенные прослоями туфов (широко распространены, особенно в восточной части Чешского Среднегорья и в прилегающих областях); *б* — вулканическая жерловина (например, Уезд близ Усти, ср. с цветным фото 5); *в* — отпрепарированная жила базальта (Троски, рис. 54); *г* — вскрытый эрозией лакколит (Марианска-Гора близ Усти); *д* — эруптивный лакколит (Милешовка); *е* — интрузивные базальтовые тела (распространены в области третичной впадины Северной Чехии). *Условные обозначения:* 1 — базальты; 2 — базальтовые туфы; 3 — жерловая брекчия; 4 — фонолит/трахит; 5 — осадочные породы; 6 — кристаллический фундамент.

Некоторые из прѣжних вулканических областей были впоследствии погребены под осадками и скрыты от наблюдения. Так, лишь в недавнее время при поисках нефти под дном центральной части Северного моря была обнаружена толща базальтовых лав и туфов, покрывающих район размером 130×100 км при мощности, достигающей, по-видимому, 1000 м. Они замещаются осадочными породами, содержащими остатки ископаемых организмов, указывающими на то, что извержения происходили в среднеюрскую эпоху.

Поскольку этот молодой вулканизм протекал на поверхности, а приповерхностные интрузивные тела бывают обнажены благодаря денудации, вулканические постройки или их остатки с присущим им разнообразием форм вызывают интерес не только ученых, но и специалистов. Правда, в последнем случае представления о них бывают весьма расплывчатыми.

Художник Каспар Давид Фридрих на своих пейзажах Чешского Среднегорья запечатлел как бы идеальную картину вулканического ландшафта. На них можно

видеть конусовидные горы со слегка вогнутыми склонами, которые обладают определенным сходством с современными вулканами и часто могут приниматься за вулканы геологического прошлого. Но внешний вид обманчив. Тщетны были бы попытки найти на этих горах кратеры. Аналогичную картину представляет массив Рён, где группу подобных гор даже прозвали «гессенскими кеглями». Эти горы лишь изредка являются самостоятельными вулканами; в большинстве случаев их водораздельные части представляют собой останцы базальтовых покровов или потоков, подводящий канал которых — глубокая трещина или жерло — располагался совершенно в другом месте. Подобные подводящие трещины или жерловины иногда бывают вскрыты карьерами (см. цветное фото 6). Они распознаются по тому, что их краевые зоны сложены, как правило, пеплами или туфовыми брекчиями, а внутреннее заполнение представлено базальтом: это свидетельствует о том, что извержение начиналось с эксплозии или выброса рыхлого материала, благодаря чему как бы «простреливался» канал для поднимающихся расплавов. Фундамент таких гор часто состоит из легко разрушающихся осадочных горных пород: в Чешском Среднегорье — из меловых песчаников и мергелей, в массиве Рён — из пестрого песчаника¹ и ракушечного известняка². Там, где базальтовые покровы оказались разрушенными, их фундамент также подвергся сильной эрозии и ландшафт расчленен глубокими долинами; там же, где сохранились относительно небольшие базальтовые останцы, они явились надежной защитой для пород основания и послужили причиной формирования куполовидных или конусовидных гор. Если останцы базальтовых покровов, защищающие основание, имеют большие размеры, возникают столовые горы. Особенной известностью среди них пользуются базальтовые горы Шейбенберг, Пёльберг и Беренштейн в Рудных горах, принадлежащих краевой части вулканической провинции Северной Чехии.

Если поднимающийся базальтовый расплав застывал в виде жилы в подводящей трещине, пересекающей лег-

¹ Нижний триас. — *Прим. перев.*

² Средний триас. — *Прим. перев.*

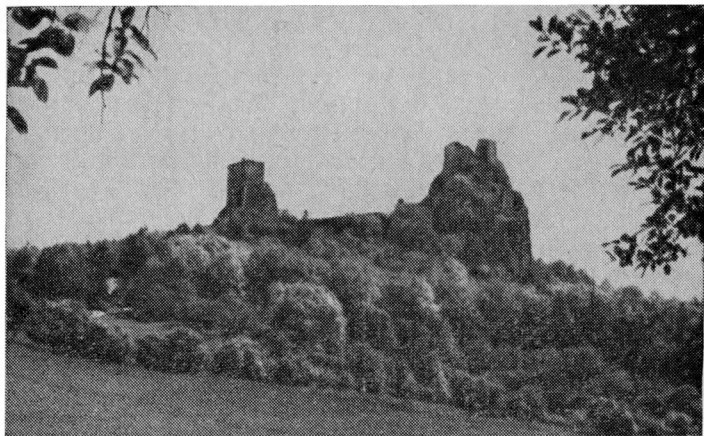


Рис. 54. Замок Троски в «Богемском раю», недалеко от Иичина, был возведен на останцах базальтовой жилы с крутыми стенками, отпрепарированной в результате денудации окружающих осадочных пород.

ко разрушаемую боковую породу, то при денудации последней жила оказывалась отпрепарированной в виде острого гребня или подобия каменной стены, часто далеко прослеживающейся на местности, а жерловина, напротив, — в виде столба или башни. На таких, иногда довольно высоких базальтовых скалах причудливой формы, как и на конусовидных горах, часто воздвигались замки (рис. 54).

В тех случаях, когда извержения достигали огромных масштабов, при которых многочисленные лавовые потоки или покровы, иногда разделенные прослоями туфов, нагромождались один на другой, возникали обширные вулканические горные массивы. К числу наиболее значительных принадлежат Фогельсберг в Гессене («крупнейший вулкан Западной Европы»), Высокий Рён и Дуповске-Хори (горы Дуппауэр).

Что касается связи между тектоникой и кайнозойским вулканизмом, то особенно характерным примером этого в Центральной Европе является упоминавшийся уже грабен долины реки Огрже. Простираясь в северной части ЧССР с юго-запада на северо-восток, он обладает в поперечном сечении структурой асимметрично-

го грабена, краевые разломы которого на глубине сходятся. Его северо-западный борт образует эффектно выделяющийся на местности обрыв Рудных гор, перед которым рудногорский «кристаллический массив», состоящий из гранитов и гнейсов, погружается на большую глубину, слагая фундамент грабена, заполненного осадочными породами, содержащими пласты третичных бурых углей и вулканических пород. Юго-восточный борт грабена — глубинный разлом Литомержице, — хотя и очень слабо выражен в рельефе, представляет собой заметное нарушение земной коры древнего заложения, впоследствии омоложенное и отделяющее от кристаллического массива Рудных гор так называемый блок Тепла-Баррандиум. Этот глубинный разлом, несомненно, можно назвать главным нарушением. По нему и по ответвляющимся от него «глубинным трещинам», важная из которых образует обрыв Рудных гор, в течение нескольких фаз в кайнозой поднимались магматические расплавы, и прежде всего в местах пересечения системы грабена наиболее значительными поперечными нарушениями. Это относится в особенности к Чешскому Среднегорью, которое расположено на пересечении с линейным элементом Эльбы, и к массиву Дуповске-Хори — на пересечении с Яхимовским глубинным разломом. Однако вулканические массивы грабена Огрже образуют лишь наиболее заметную часть протяженного третичного вулканического пояса, к которому на северо-востоке следует отнести базальтовые и фонолитовые купола Лаузица и Дольни-Шляска (Нижняя Силезия), а юго-западнее — аналогичные образования Верхнего Пфальца и Верхней Франконии. Чешский геолог Копецки относит к ним также вулканы Швабии и горы Кайзерштуль и именуется всю эту зону распространения третичных вулкаников «Центрально-Европейской рифтовой зоной».

Воздымание Рудных гор, провал грабена Огрже и вулканические извержения находятся в тесной взаимосвязи. Замещение вулканических лав и пеплов по периферии третичными осадочными породами, содержащими остатки ископаемых организмов, позволяет надежно определить время проявления вулканизма. Главная масса лав — около 99% — изливалась в промежутке времени, соответствующем рубежу олигоцен (поздний палеоген) — миоцен (ранний неоген). Это согласуется и с ра-

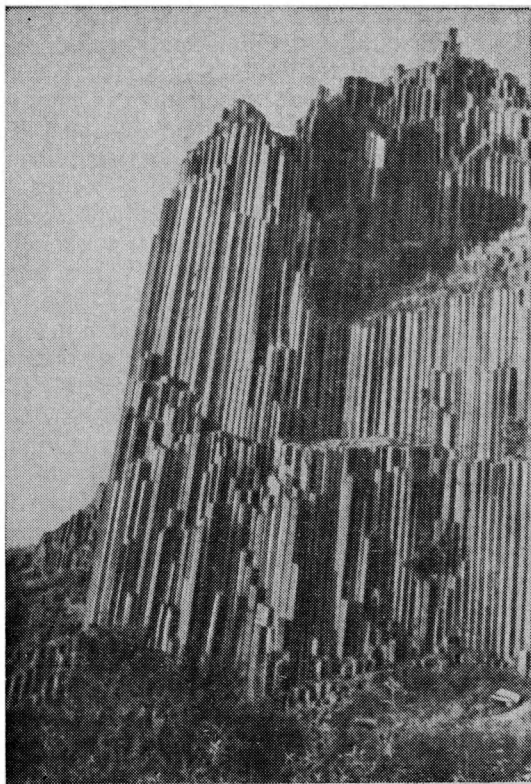


Рис. 55. Базальтовые столбы геометрически почти правильной формы в центральной части застывшей вблизи поверхности жерловины на горе Панска-Скала у Каменички-Шенова, недалеко от Дечина (ЧССР).

диогеохронологическими определениями возраста базальтов, дающими около 30 млн. лет. Несомненно, более слабыми были новые проявления вулканизма в конце миоцена, а вблизи города Хеб (ЧССР) — в четвертичном периоде (см. стр. 251—252).

Характерной и достойной удивления особенностью многих базальтовых потоков и покровов является их отдельность в виде многогранных, преимущественно шестигранных, столбов, форма которых может изменяться от мощных бесформенных образований до геометрически точных призм (рис. 55). Столбы возникают в результате

контракции (усадки) и связанного с ней образования трещин в лавовых потоках, причем раскалывание всегда происходит перпендикулярно к поверхности охлаждения. Сложные, кажущиеся иногда беспорядочными столбчатые отдельности могут образоваться на поверхностях охлаждения неправильной формы. Бывшие подводные зоны — жерла или трещины — могут распознаваться по тому, что базальтовые столбы лежат горизонтально в соответствии с вертикальным расположением поверхности охлаждения. Однако в устье подводной зоны столбы начинают принимать положение, соответствующее горизонтальному залеганию базальтовых потоков. По-видимому, в одну из таких подводных зон попали строители колодца в замке Столпен (Западный Лаузиц), расположенном на мощном базальтовом гребне высоко над местностью, сложенной гранодиоритами. Поскольку предполагалось, что базальт представляет собой останец покрова, надеялись на глубине около 30 м достичь гранодиоритов и встретить в них водоносные трещины. Надежды оказались тщетными. Колодец пришлось углубить до 82 м, прежде чем появилась вода. Он находился полностью в базальте, столбы которого

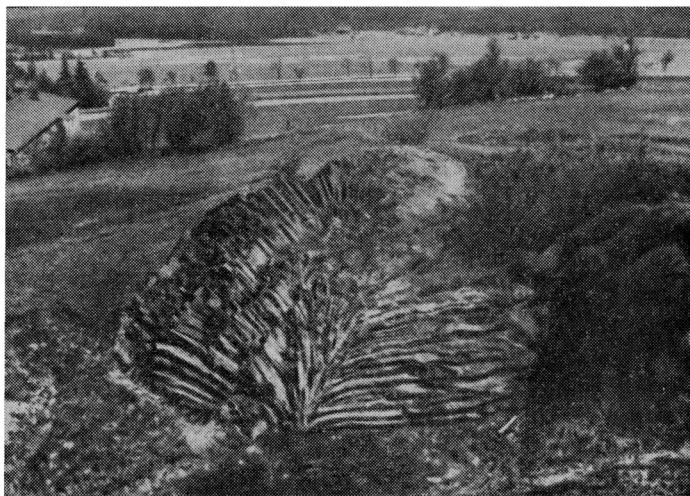


Рис. 56. Веерообразная столбчатая отдельность в приповерхностной интрузии базальтов (Хиртштейн вблизи Затцунга, Рудные горы).

располагались горизонтально и лишь в самой верхней части шахты начинали принимать наклонное положение. При застывании штокообразных интрузий базальтов в приповерхностных условиях может возникать веерообразная столбчатая отдельность, особенно эффективно выраженная, например, в Хиртштейне вблизи Затцунга в Рудных горах (рис. 56). Способность к образованию столбчатой отдельности иногда бывает свойственна и фонолиту, однако столбы при этом бывают большей частью широкими и бесформенными. Прекрасные примеры этого можно наблюдать в фонолитовых горах Лаузица.

Базальтовые вулканиты Северной Чехии и Рудных гор Саксонии в конце XVIII — начале XIX в. послужили поводом для острых дискуссий по вопросу об их происхождении, разделивших геологов на два лагеря, представлявших совершенно различные концепции. Одну из групп составили «нептунисты», в основном следовавшие взглядам Вернера, горного советника во Фрейберге, считавшего, что все горные породы, в том числе и магматические — включая граниты и базальты, — возникли в результате осаждения или кристаллизации из воды, в то время как другая группа, «плутонисты», связывали происхождение магматических пород с вулканическими или плутоническими процессами. Главным представителем последних был англичанин Геттон, к ним принадлежали и такие видные естествоиспытатели, как Бух и Гумбольдт. Нептунисты ссылались на наблюдаемое во многих местах, но особенно на упоминавшихся выше столовых возвышенностях Рудных гор, залегание базальта на речных отложениях и глинистых осадках, как, например, в Шейбенберге, где на речных галечниках и песках, время от времени разрабатываемых в качестве строительного материала, стоят базальтовые столбы, получившие название «органные трубы» (цветное фото 9). Хотя заслуги Вернера в развитии геологических наук ни в коем случае нельзя отрицать, в настоящее время не подлежит сомнению, что плутонисты оказались правы. Гёте, весьма интересовавшийся геологическими проблемами, поддерживавший тесные связи со многими крупными естествоиспытателями своего времени и сам проводивший некоторые исследования (см. стр. 252), был втянут в развернувшуюся между двумя

лагерями полемику и неоднократно менял свою точку зрения. Определенное разочарование отразилось в одном из его стихотворений, посвященном тогда еще молодому государству США:

Америка! В тебе привольней
Всем дышится, чем в Старом Свете.
Ни замков нет, ни колоколен —
Базальта столетий.
Чужда ты волнений,
И не видит твой взор
Тщеты сожалений
И ненужных нам ссор¹.

Однако геологическое изучение американского континента полностью опровергло предположение Гёте; ведь именно для Америки, как уже говорилось, характерны самые значительные площади распространения материковых покровных базальтов.

Залегание базальтов Шейбенберга (так же, как и базальтов Пёльберга и Беренштейна) на речных отложениях объясняется сейчас тем, что первоначально эта местность была расчленена широкими долинами, в которых текли реки, осаждая переносимые гальку, пески и речную мусть. Когда в позднем палеогене на земную поверхность изливались базальтовые расплавы, они использовали эти долины для стока, заполняли некоторую их часть и застывали. Последующая денудация уничтожила менее устойчивые окружающие породы, но довольно крупные останцы устойчивых базальтовых потоков сохранились и теперь залегают на речных отложениях, напоминая по форме шапки или крышки гроба и обнаруживая в соответствии со своим покровным происхождением вертикальную столбчатую отдельность. Там, где прежде были долины, ныне возвышаются базальтовые столовые возвышенности плато Рудных гор (рис. 57).

¹ Перевод В. А. Рождественского (1932). В оригинале Гёте упоминает о базальтах в прямом, а не в переносном смысле, что видно из подстрочного перевода: «... Ты не имеешь ни разрушенных замков, ни базальтов». Эту же мысль Гёте высказывает в одной из заметок: «Североамериканцы счастливы, что не имеют базальтов, предков и классической почвы» (Гёте. Собр. соч. В 13-ти томах. Т. 1. — М. — Л.: 1932, с. 663). — *Прим. перев.*

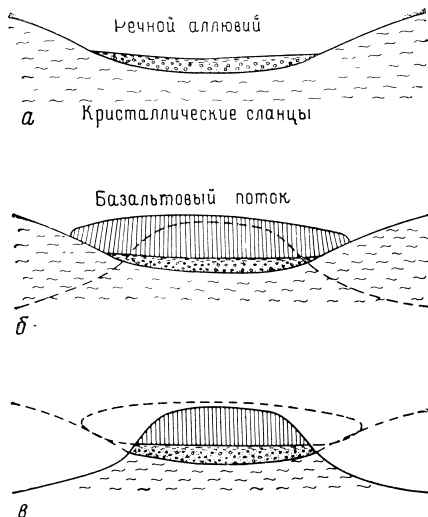


Рис. 57. Возникновение базальтовых столовых гор в результате обращения рельефа (Рудные горы): а — перед воздыманием Рудных гор в кристаллические сланцы, слагающие их фундамент, были врезаны широкие котловины, в которых происходило отложение речных галечников, песков и глин; б — поднимавшиеся с глубины базальтовые расплавы изливались на поверхность, использовали долины как пути стока и отчасти заполняли их; в — разрушение и денудация менее устойчивых частей базальтовых потоков и главным образом кристаллических сланцев привели к обращению рельефа в их окрестностях. Устойчивые части базальтовых потоков, сохранив свое основание, послужили причиной образования столовых гор.

Последние из действовавших в доисторическую эпоху вулканов Западной и Центральной Европы

В современной Европе, за исключением Апеннинского полуострова, Сицилии и островов Эгейского моря, действующих вулканов нет. Примечательно тем не менее, что в некоторых областях Западной и Центральной Европы кайнозойский вулканизм проявлялся и в четвертичном периоде, достигнув почти современной эпохи. Это относится прежде всего к Оверни в юго-восточной Франции, Эйфелю, району города Хеб на северо-западе ЧССР, и к ряду небольших областей в юго-западной Польше, в Низкий-Есеник и недалеко от Шкляр

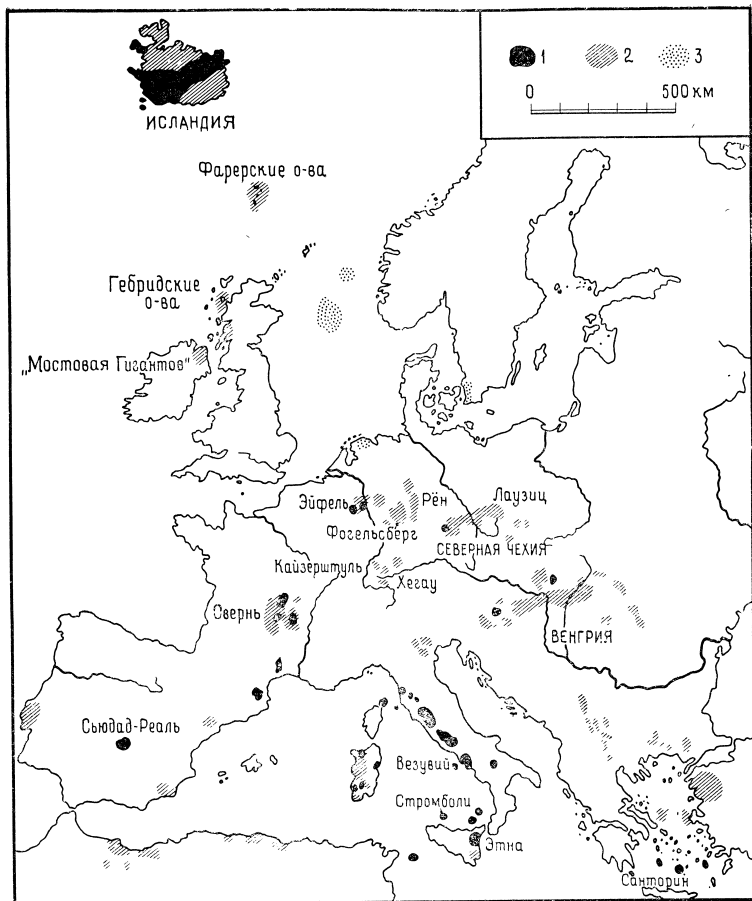


Рис. 58. Распространение молодого вулканизма в Европе (по Шварцбаху, с дополнениями). 1, 2, 3 — вулканизм соответственно четвертичный, третичный и мезозойский.

(Дольни-Шляск). В указанных областях вулканические постройки обладают столь совершенными формами, что в начале прошлого века геолог Бух написал одному швейцарскому естествоиспытателю: «Если Вы хотите посмотреть вулканы, Вам незачем ехать в Италию; окрестности Клермона заслуживают предпочтения перед Везувием и Этной».

Хотя сегодня мы не можем полностью согласиться со словами Буха, однако достойно удивления то, до какой степени целый ряд потухших вулканов в этих районах в деталях подобен ныне действующим, так что можно полагать, что и они совсем недавно проявляли активность.

В южной части Оверни новейший вулканизм начался также в раннем неогене (миоцене). В позднем неогене (плиоцене) из кислых пеплов, шлаков и лав были сооружены мощные вулканические массивы Канталь и гора Доре, покрытые базальтовыми потоками и издали напоминающие крупные пологие щитовые вулканы. Канталь, основание которого достигает в поперечнике 40 км, может сравниться по размерам с Этной, а первоначально, по-видимому, был близок к ней и по высоте. Далее к северу к ним присоединяется протяженная «цепь гор» (*chaîne des puys*) — цепочка, состоящая приблизительно из 100 мелких и мельчайших вулканических конусов, действовавших в четвертичном периоде и даже отчасти в послеледниковую эпоху. Они приурочены к зонам нарушений кристаллического фундамента Центрального массива Франции и протягиваются с севера на юг параллельно расположенному в 5—8 км восточнее грабену Лимань (рис. 59).

Некоторые из них, притом самые значительные, оказываются выжатыми куполами, образованными вязкой трахитовой лавой и поднимавшимися, словно пробка, под покровом туфа аналогично сводообразному телу вулкана Мон-Пеле. Самый высокий из них — широкоизвестный Пюи-де-Дом, возвышающийся на 1465 м; от него произошло название встречающейся там особой разновидности трахита — «домит». В истории науки и техники Франции он занимает особое место. Французский ученый Блез Паскаль был занят проверкой утверждения Торричелли о том, что воздух оказывает давление и способен уравновесить столбик ртути высотой 76 см, при этом он исходил из представления, что давление воздуха должно уменьшаться с высотой. После первого безрезультатного опыта на одной из колоколен Парижа Паскаль в 1623 г. вместе с зятем Перье повторил опыт на Пюи-де-Дом. Действительно, ртутный столбик барометра установился на вершине на 8 см ниже, чем в расположенном внизу Клермон-Ферране. В 1911 г.

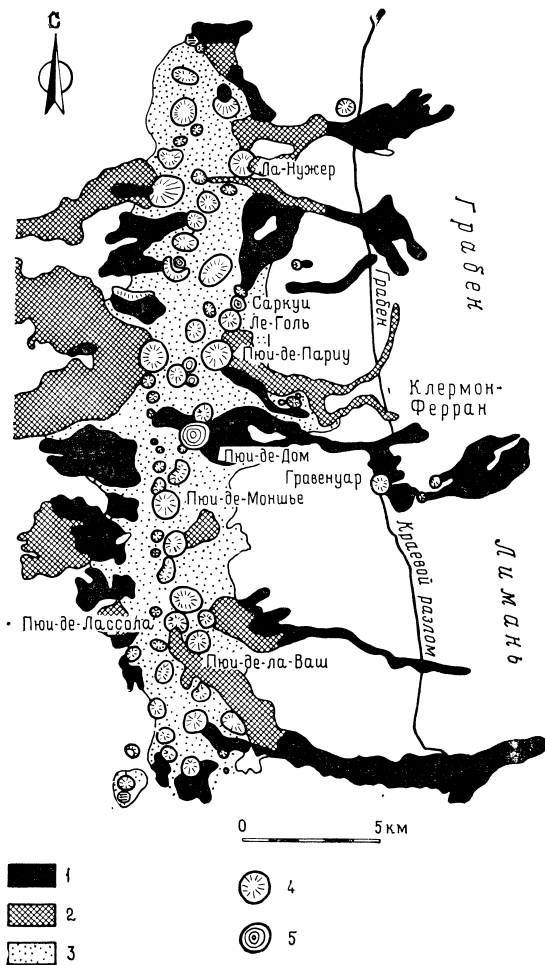


Рис. 59. Геологическая схема цепи гор-вулканов вблизи Клермон-Феррана (Овернь, Франция), потухших, но отчасти хорошо сохранивших конусовидную и куполообразную форму; еще в новейшую доисторическую (голоценовую) эпоху они проявляли активность. Извергаемые ими потоки лавы местами достигали грабена Лимань. По Петерлонго (Peterlongo, 1972). 1 — базальты; 2 — андезиты; 3 — вулканический пепел; 4 — пепловый конус; 5 — трахитовый или домитовый купол.

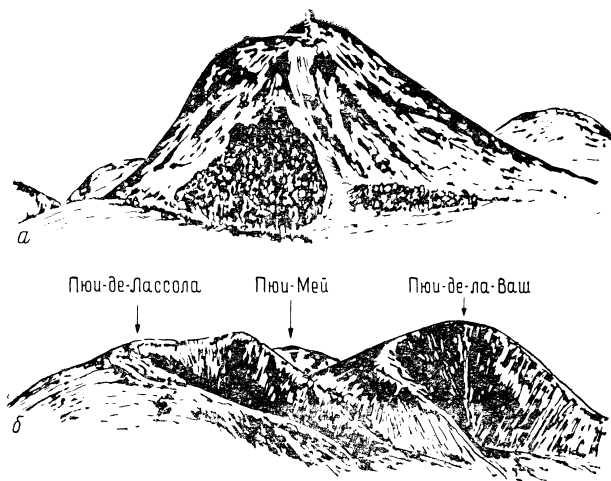


Рис. 60. Некоторые из действовавших в доисторическую эпоху вулканов из цепи гор (Puys) в Оверни: *а* — Пюи-де-Дом, вид с юга; *б* — два шлаковых конуса: Пюи-де-Лассола и Пюи-де-ла-Ваш в южной части цепи. Лавовые потоки, излившиеся из их кратеров, распространились по долине реки более чем на 20 км, вплоть до грабена Лимань. По Бентору (Bentor, 1955).

на Пюи-де-Дом удалось впервые приземлиться самолету, стартовавшему в Париже.

Кроме того, четко прослеживается ряд мелких вулканов с кратерами, состоящих из нагромождений рыхлого андезитового и базальтового материалов; излившиеся из их боковых частей лавовые потоки длиной 5—8 км протягиваются в восточном направлении через сформированное ранее плато, достигая грабена Лимань. В качестве путей движения лавы избирались существовавшие в то время долины, которые после заполнения приобретали выпуклую поверхность. Меандрировавшие прежде по дну долин реки были отеснены в стороны. Согласно данным абсолютной геохронологии, самый заметный из этих вулканов с кратерами — Пюи-де-Париу, центральный конус которого окружен древним кольцевым валом; последний раз он извергался 7700 лет назад; таков же возраст наиболее молодых лавовых потоков Пюи-де-Лассола, а потоки Пюи-де-ла-Ваш лишь немногим старше — 8800 лет (рис. 60); эксплозивное тра-

хитовое извержение Лак-Павен произошло, по-видимому, всего 3000 лет назад или даже позднее.

В Эйфеле, как и в Оверни, также имеется группа третичных и четвертичных вулканов. К первым принадлежит, в частности, самая высокая гора Эйфеля — Хоэ-Ахт (746 м). Среди молодых четвертичных вулканов и здесь встречаются фолитовые выжатые купола, а также вулканические конусы, сложенные рыхлыми выбросами, шлаками и лавами базальтового состава. Однако особенно интересными вулканическими образованиями Эйфеля являются, несомненно, многочисленные маары (цветное фото 10). Это углубления на поверхности конусообразной или котлообразной формы, которые образовались, как правило, в результате одноактного испускания малых порций прорывающихся наверх вулканических газов вместе с захваченными ими рыхлым материалом и каплями лавы. Часть вынесенных газами рыхлых веществ падала обратно в выемку, другая часть накапливалась вдоль ее краев в виде кольцевого вала. Маары, большей частью заполненные водой, придают ландшафтам Эйфеля особое очарование и создают картины, вызывающие самое разное настроение — от мрачного Тотенмаара до сверкающего водной поверхностью озера Лах. Название «маар» (небольшое море), употребляемое в Эйфеле для таких заполненных водой вулканических выемок, в профессиональном языке вулканологов превратилось в устойчивый термин, используемый для соответствующих образований во всем мире. Диаметр большей части мааров Эйфеля колеблется от 60 до 1500 м, наибольшая глубина — 74 м — установлена в Пульвермааре. Вулканический материал мааров имеет базальтовый состав. Известно лишь одно исключение — озеро Лах, достигающее в поперечнике 2,5 км; на его берегу расположена широкоизвестная церковь монастыря Марии. Пепловые туфы озера Лах в отличие от материала остальных мааров имеют трахитовый состав.

По данным анализа ископаемой пыльцы, собранной в слоях торфа, содержащих пепел и более крупные вулканические выбросы, вулканизм, которому маары обязаны своим существованием, имел место, по-видимому, 10 000—12 500 лет назад; часть вулканического пепла и частиц пыли далеко разносилась ветром. Так, пемзо-

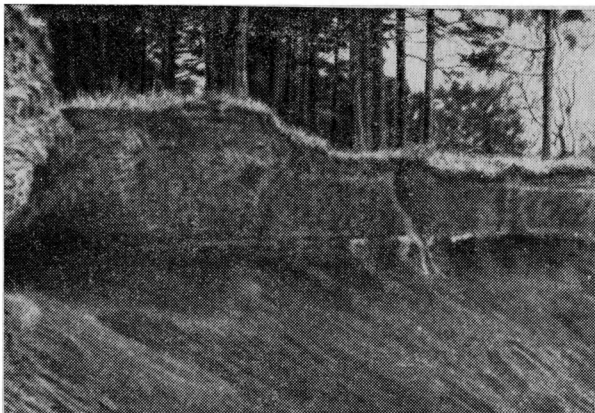


Рис. 61. Слоистые вулканические шлаки действовавшего еще в четвертичном периоде вулкана в Коморни-Хурка (Каммербюль), недалеко от города Хеб (ЧССР), принадлежащего к вулканической провинции Северной Чехии и изучавшегося Гёте.

вые пеплы вулкана озера Лах были обнаружены в слоях торфа в Мекленбурге и в районе Боденского озера.

В упоминавшейся выше вулканической провинции Северной Чехии, которая в среднетретичную эпоху служила ареной интенсивного базальт-фонолитового вулканизма, после периода покоя, длившегося около 20 млн. лет, в четвертичном периоде возобновилась вулканическая деятельность, хотя по сравнению с Овернью или Эйфелем ее масштабы выглядят незначительными. В районе города Хеб действовали два небольших вулкана, один из которых — Коморни-Хурка (Каммербюль) — вызывает особый интерес, поскольку вокруг него разгорелись особенно яростные споры между непунистами и плутонистами, а выяснением его происхождения помимо целого ряда видных естествоиспытателей занимался также Гёте.

Коморни-Хурка лишь незначительно возвышается над окружающей местностью. Тем не менее чужеродность шлакообразного, иногда тонкого, как пыль, материала, добываемого в крупном щебневом карьере для строительства дорог и обладающего черной, серой, коричневой или красной окраской и отчетливой слоистостью (рис. 61), была подмечена еще очень давно. Шла-

ки слагают большую часть невысокого вулкана. Лишь на его юго-западном склоне, чуть ниже вершины, встречается темная скальная порода, поросшая лишайником, мхом и терновником, представленная базальтом, на котором в знак признания заслуг Гёте в исследовании Каммербюля выбиты барельеф его головы и надпись. Кроме того, здесь же находится вход в систему штолен, заложенных в 1834—1837 гг. графом Штернбергом, палеонтологом и основателем Национального музея в Праге, с целью изучения внутреннего строения Каммербюля. Предполагалось прежде всего выяснить, является ли он действительно бывшим вулканом, или его слагают осадочные образования. Несмотря на то что многие видные исследователи того времени высказывались однозначно относительно его вулканической природы, было и немало скептиков. Не лишено известного трагизма то обстоятельство, что Гёте во время пребывания на курорте Франценсбад¹ позволил некоему нептунисту, имя которого до нас не дошло, убедить себя в «псевдовулканической» природе Каммербюля и в конце концов пришел к выводу, что шлаки возникли вследствие «наслоения» каменных углей и слюдястых сланцев на находившиеся рядом базальтовые скалы. Эти отложения были «охвачены огнем, переплавлены и изменены».

Сегодня мы уже не сомневаемся в вулканическом происхождении Каммербюля и имеем основания предполагать, что он возник в две фазы, почти не отделенные одна от другой: эксплозивную, с которой связаны образование кратера и выбросы шлаков, и последовавшую за ней эффузивную, во время которой поднялась базальтовая лава.

Несмотря на то что новейший вулканизм Западной и Центральной Европы, как считается, прекратил свое существование, о полном его затухании в течение короткого промежутка времени, прошедшего после эпохи вулканической деятельности, не может быть и речи. И хотя у нас нет оснований ожидать в этих областях новых вулканических извержений, однако глубинные очаги вулканизма с тех давних пор не остыли и еще долго будут пребывать в этом состоянии. В связи с этим указанные области и в настоящее время обнаруживают

¹ Ныне Франтишкови-Лазне, ЧССР. — *Прим. перев.*

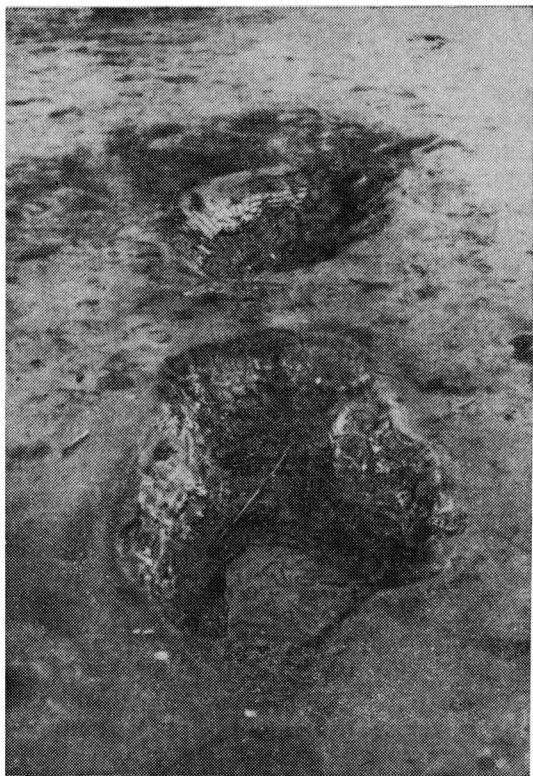


Рис. 62. Мофеты в районе Соос, близ Франтишкови-Лазне (Франценсбад) в ЧССР. Отверстия в грунте — последний отзвук вулканизма третичной эпохи в Северной Чехии — испускают углекислый газ, вызывающий при подъеме через скопления дождевых вод сильное бурление.

быстрое возрастание температуры с глубиной и многочисленные проявления поствулканической деятельности в форме выделений газов (преимущественно двуокиси углерода), термальных или минеральных источников и даже гейзеров. Так, например, с поствулканическими процессами связаны минеральные воды Виши, известные не только в Оверни, но и во всей Франции; к числу наиболее известных источников Эйфеля, содержащих растворенные вещества вулканического происхож-

дения, принадлежат источники в Бертрихе, Бирресборне, Дауне, Герольштейне, Нёйенаре и Тёнништейне. В 1904 г. на одном из рейнских островов Намедиер-Верт близ Андернаха бурением на глубине 343 м был выявлен углекислый источник, выбрасывавший, подобно гейзеру, каждые 4—5 ч углекислую воду на высоту 30—40 м, однако в результате аварий его дебит снизился, а в 1954 г. он прекратил свое существование. В Северной Чехии с затухающим вулканизмом связаны многочисленные целебные источники всемирно прославленных курортов Карлови-Вари (Карлсбад), Марианске-Лазне (Мариенбад), Франтишкови-Лазне (Франценсбад) и Теплице (Теплиц). К числу наиболее интересных явлений принадлежит, пожалуй, болото Соос, расположенное неподалеку от Франтишкови-Лазне. Прежде это было озеро, лежащее в зоне разлома земной коры, по которой поднимались поствулканические растворы и газы, что создавало благоприятные условия для жизнедеятельности диатомей (кремневых водорослей). Их крохотные кремневые скелеты накапливались в таком количестве, что после зарастания озера образовался обширный диатомовый «щит». Из многочисленных трещин и в настоящее время пробиваются растворы, осаждающие в сухую погоду пестроокрашенные соли. Наиболее эффективны многочисленные кратерообразные отверстия, нанизанные, подобно нитке жемчуга, на трещины в почве, из которых вытекает углекислый газ. Там, где эти отверстия заполнены атмосферными водами, возникает сильное бурление. С точки зрения вулканологической терминологии речь идет, следовательно, о мофетах (рис. 62).

То же самое наблюдается и в других странах, в которых имел место третичный или четвертичный вулканизм. Особенно обширные поствулканические явления отмечаются в краевых областях и внутренних массивах горных цепей, относящихся к альпийской системе, например в Австрии, Венгрии и Румынии, причем для Венгрии характерно исключительное обилие термальных и минеральных источников.

Формы проявления внеземного вулканизма

Рассмотрение вулканизма было бы неполным, если ограничиться только проявлениями эндогенных геологических сил Земли. В действительности вулканические явления, сравнимые с происходящими на Земле, известны на всех планетах «земной группы». В нашей Солнечной системе это относится к «внутренним» планетам, орбиты которых располагаются близко к Солнцу, — Меркурию, Венере, Земле и Марсу, а также к спутнику Земли — Луне, которая по распределению своей массы подобна планете. За ними — отделенные поясом астероидов — следуют в порядке увеличения расстояния от Солнца «внешние» планеты, или планеты «группы Юпитера», — Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. Однако их никоим образом нельзя сравнить с внутренними планетами. Если последние представляют собой относительно небольшие небесные тела, состоящие из горных пород — преимущественно силикатов алюминия и магния с высоким содержанием железа, — и обладают, хотя и с некоторыми различиями, концентрически-зональным внутренним строением, то внешние планеты сходны с Солнцем. Они состоят в основном из самых легких элементов, водорода и гелия, и по сравнению с планетами земной группы представляют собой гигантские тела. Самая внешняя из известных планет Солнечной системы, Плутон, обладает гораздо меньшими размерами и, возможно, подобна Земле. Кроме того, у внешних планет, как и у Земли, известны спутники; вполне вероятно, что планеты земного типа существуют и в других солнечных системах.

С тех пор как 4 октября 1957 г. удалось вывести на околоземную орбиту первый искусственный спутник

Земли, намётился неожиданно быстрый прогресс в развитии космических летательных аппаратов и установленных на них фотографических и самопишущих научных приборов. Стали известны столь многие подробности, относящиеся к Луне и планетам земной группы Солнечной системы, что дальнейшие исследования, и прежде всего интерпретация переданных или возвращенных на Землю фотоснимков и записей радиолокационных станций или изучение лунных проб рыхлого грунта и горных пород, давно уже перестали быть полем деятельности астрономов и перешли к их коллегам — специалистам в области наук о Земле.

Сегодня уже можно с уверенностью сказать, что ранняя история развития всех планет земного типа, принадлежащих к Солнечной системе, была сходной и началась с процесса концентрации холодного планетезимального вещества, за которым последовали его разогревание и связанная с этим дифференциация на ядро, мантию и кору (см. стр. 199). Однако в дальнейшем развитии отдельных планет отмечаются существенные различия, на которые решающее влияние могли оказать исходная масса, их тепловая история и возможные отклонения в первоначальном химическом составе. Представляется, что степень дифференциации пропорциональна массе, хотя Меркурий занимает особое положение, поскольку обладает массой большей, чем Луна, но предположительно дифференцирован значительно слабее.

Луна и Меркурий могут рассматриваться как «динамически мертвые» небесные тела, иными словами, на их поверхности уже давно не происходит каких-либо существенных изменений. Это могло быть связано с их небольшими массами и отсутствием атмосфер, вызывающих по крайней мере экзогенные процессы. Впрочем, как показывают наблюдения Луны, ее «внутренняя тепловая жизнь» еще не совсем угасла. Однако она не может уже оказывать сколько-нибудь существенное влияние на образование форм поверхности. Столь же малую роль играют продолжающиеся экзогенные воздействия в виде падающих иногда метеоритов, космического излучения и так называемого «солнечного ветра». Венера, Земля и Марс являются, напротив, «динамически активными» планетами; они обладают атмосфера-

ми, а их поверхности меняют облик под воздействием как эндогенных, так и экзогенных процессов. Это привело, однако, к частичному или полному сглаживанию форм поверхности, образованных в ходе более ранних этапов развития.

Когда мы при рассмотрении Луны и соседних с нами планет ставим на первое место те явления и процессы, которые оцениваются как вулканические, следует особо подчеркнуть, что на современном этапе изучения их объяснение является еще в большей степени гипотетическим. Оно основывается преимущественно на интерпретации фотоснимков, в большом количестве переданных на Землю космическими летательными аппаратами, и отчасти на результатах наземных радиоастрономических исследований.

Наилучшей информацией мы располагаем, несомненно, в отношении *Луны*. Все ее части были сфотографированы с высокой разрешающей способностью с пролетающих вблизи или совершивших мягкую посадку космических летательных аппаратов. Луну посетили космонавты, которые выполнили определенную программу исследований и доставили на Землю пробы рыхлого грунта и горных пород. Полученные при этом данные, а также накопленная и переданная автоматическими записывающими станциями информация подтвердили гипотетические представления о строении Луны и условиях образования форм ее поверхности.

Для видимых даже невооруженным глазом светлых и темных пятен на лунной поверхности, которые первоначально принимались за участки суши и моря, Галилеем были соответственно введены латинские названия *terrae* (земли, от *terra* — земля) и *maria* (моря, от *mare* — море). Кроме того, используются такие названия, как *oceanus* (океан), *sinus* (морской залив), *lacus* (озеро) и т. д. И хотя астрономические наблюдения давно уже внесли ясность относительно того, что вода на Луне отсутствует, эти названия сохранились за соответствующими лунными образованиями. В хороший телескоп можно видеть, что светлые «земли» представляют собой возвышенные участки, густо усеянные кратерами, в то время как темные «моря» — обширные плоские низменности с относительно небольшим числом кратеров.

Неожиданными были результаты исследования проб

лунного грунта и горных пород, доставленных на Землю после первых посадок на Луну. Горные породы с лунных материков оказались анортозитами, т. е. магматическими породами, состоящими из полевого шпата (известкового плагиоклаза) и имеющими возраст 4—4,5 млрд. лет. Эти цифры поразительны, поскольку даже в древнейших частях материковых ядер Земли до сих пор известны лишь породы, возраст которых меньше 4 млрд. лет. Таким образом, на Луне сохранилась более древняя кора, чем на Земле! Эта анортозитовая кора, богатая алюминием и бедная железом, рассматривается как продукт дифференциации, относящийся к древнейшему периоду расплавленного состояния Луны, и, следовательно, как ее первичная кора. Сильная бомбардировка метеоритами на ранней стадии существования Луны обусловила высокую плотность распределения ударных кратеров.

Некоторые из ударявших в Луну метеоритов достигали гигантских размеров. С чудовищной скоростью — около 150 000 км/ч — они вторгались в лунную кору, взламывали ее, что сопровождалось мощными взрывами, и оставляли после себя гигантские котловины. Выброшенные обломки горных пород накапливались у их краев, образуя «лунные горы». Крупные обломки выбрасывались также в более отдаленные окрестности, где они ударялись в возвышенности и образовывали вторичные кратеры. Гигантские метеориты обусловили возникновение «круглых» морей. Самое крупное из них — Море Дождей — при диаметре 1250 км занимает площадь 830 000 км². Щебень горных пород, выброшенный взрывом при этом гигантском столкновении, образует вдоль края моря лунные горы Юра, Альпы, Кавказ, Апеннины и Карпаты. От него, подобно лучам, расходятся бесчисленные хребты и борозды, а в еще большем отдалении возникали вторичные кратеры.

Если возвышенные области покрыты мощным слоем обломков и пылевидных частиц горных пород, то для морей это нехарактерно. Здесь вследствие мощных ударов метеоритов из лунных недр поднимались базальтовые расплавы, которые изливались и заполняли котловину (рис. 63). В соответствии с этим, вторым по времени, актом ранней истории Луны находятся определения возраста морских базальтов, отобранных на Луне и

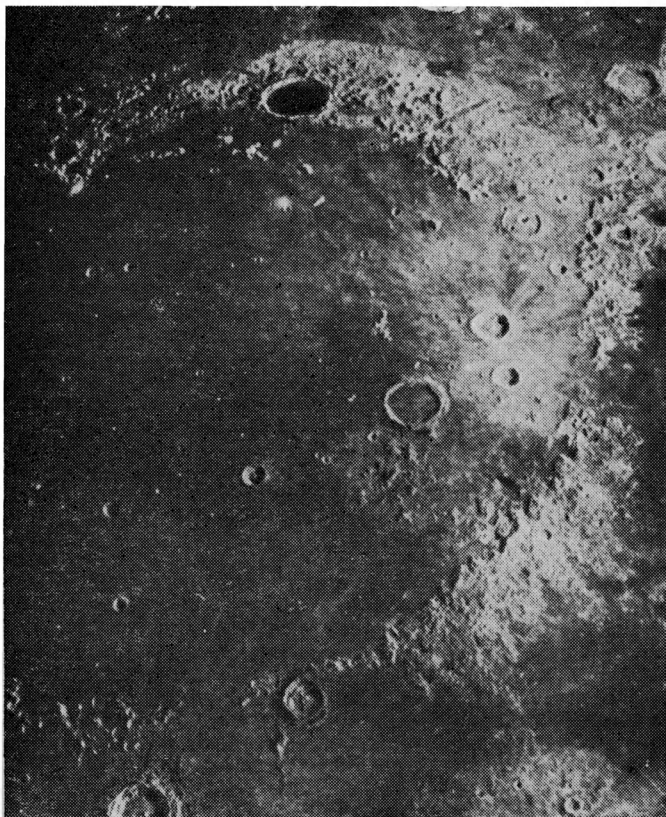


Рис. 63. На снимке показан один из интереснейших участков видимой поверхности Луны — центральная и восточная части Моря Дождей. Это одно из так называемых «круглых» морей, возникновение которых связывается с падением гигантских метеороидов и последующим затоплением котловин легкоподвижной базальтовой лавой. Эта область в отличие от возвышенных частей Луны и морей неправильной формы характеризуется концентрацией массы (маскон). Примечательно очень малое число кратеров.

Значительная часть первоначально существовавших кратеров «утонула» при затоплении местности лавой. Некоторые из них обладают конической центральной горой — возможным признаком по меньшей мере вторичного вулканизма. Самыми значительными из видимых на снимке кратеров являются Коперник (слева у нижнего края снимка), к северо-востоку от него — Эратосфен и в центре снимка — кольцевой вал Архимеда. Море Дождей окружают «лунные горы»: на севере — Альпы (с крупным кратером Платон), на востоке — Кавказ, на юго-востоке — Апеннины.

показавших гораздо меньшие по сравнению с анортозитами значения — приблизительно от 3 до 3,8 млрд. лет.

После затопления низменностей базальтами Луна вступила в неактивную стадию своего развития, поэтому состояние ее поверхности, сложившееся более 3 млрд. лет назад, оказалось как бы «законсервированным». Хотя известны и более молодые эндогенные процессы, однако термическая энергия лунных недр настолько уменьшилась, что уже не могла вызвать существенных изменений лунной поверхности. В связи с крайней разреженностью лунной атмосферы и отсутствием гидросферы экзогенные процессы, как указывалось выше, также не имели значения, за одним лишь исключением: еще продолжалась бомбардировка поверхности метеоритами, хотя ее интенсивность постепенно уменьшалась. Так, фотоснимки лунной поверхности не обнаруживают признаков перемещения плит, никаких рифтов или образований, напоминающих глубоководные океанические желоба. Однако особенно примечательно значительное различие в возрасте базальтовых ареалов Луны и Земли. Если возраст базальтов лунных морей превышает 3 млрд. лет, то дно океанов, занимающих большую часть поверхности Земли, сложено базальтами, наибольший возраст которых едва превышает 200 млн. лет и которые продолжают изливаться в океанических рифтовых зонах и в настоящее время.

Своеобразное явление представляет собой лунная «почва», получившая название «*реголит*». Это, конечно, не почва в земном понимании этого слова, т. е. не продукт механического или химического выветривания, а только скопившийся за миллиарды лет обломочный материал, результат бомбардировки метеоритами лунной поверхности, воздействия космического излучения и «солнечного ветра». Скорость ее накопления ничтожна, приблизительно 1 мм за миллион лет. Исследование проб лунной почвы, доставленных на Землю, вызывает особый интерес, поскольку она представляет собой смесь материала из различных, иногда весьма отдаленных друг от друга областей Луны и может дать сведения о том, какие горные породы выходят в тех местах, откуда не удалось отобрать пробы. Существенной составной

частью почвы являются мельчайшие стеклянные шарики, возникшие предположительно в местах удара метеоритов, что приводило к плавлению горных пород и разбрызгиванию расплава.

Среди элементов лунной поверхности, образованных вулканическим путем или рассматриваемых как таковые, можно выделить следующие:

обширные лавовые покровы лунных морей,
конусовидные вулканические постройки или кальдеры,

«купола»,
«борозды».

Покровные базальты, слагающие дно обширных округлых морей (например, Моря Дождей, Моря Ясности, Моря Кризисов, Моря Нектара, Моря Влажности), оказались состоящими из многочисленных, излившихся один на другой потоков и покровов с почти плоскими поверхностями. У отдельных базальтовых потоков видны рваные края, отчетливо выделяющиеся на детальных фотоснимках лунной поверхности благодаря контрастам светотени или окраске. Это фронтальные части лавовых потоков, высота которых может достигать нескольких десятков и сотен метров. Неровные края в этой части лавовых потоков характерны соответственно и для многих базальтовых излияний на Земле. Вообще, покровные базальты Луны хорошо сопоставляются с описанными на стр. 229—234 базальтами плато Декан и бассейнов рек Парана и Колумбия.

Кратеры встречаются и в лунных морях, однако значительно реже, чем в возвышенных частях Луны. Это может объясняться тем, что после затопления морей базальтами интенсивность метеоритных ударов стала намного меньше. Тем не менее из базальтового заполнения морей возвышается довольно большое количество «затопленных» кольцевых валов кратеров, принадлежащих погружившимся участкам коры, другие же как бы просвечивают через базальтовый покров.

Особенность округлых лунных морей заключается в том, что в их пределах сила тяжести, составляющая обычно около одной шестой земной, оказывается больше, чем над возвышенными областями, густо усеянными кратерами. Здесь устанавливаются концентрации масс («масконы»), являющиеся причиной небольшого

отклонения траекторий космических летательных аппаратов, совершающих облет Луны. И для этого также существует вулканологическое объяснение. После падения гигантских метеоритов должно было происходить в первую очередь затопление базальтами мест падения, что вызывало погружение этих областей вплоть до наступления изостатического выравнивания. Дальнейшие излияния базальтов обусловили отмеченные выше значения избыточной силы тяжести. Мощность базальтового заполнения в центральной части лунных морей оценивается приблизительно в 25 км, по направлению к краям она уменьшается.

Иначе обстоит дело с морями неправильной формы (Океаном Бурь, Морем Спокойствия, Морем Изобилия), возникшими, как полагают, одновременно с округлыми. Базальты, заполняющие их, по-видимому, связаны с переливанием лавы из последних. В особых условиях, господствующих на Луне, при очень малом содержании кремнекислоты и отсутствии воды, лава должна была быть очень жидкой и способной быстро распространяться на огромные расстояния. Предполагается, что температура лавы в момент ее извержения составляла около 1200 °С, а ее вязкость сравнима с вязкостью глицерина при комнатной температуре.

Несмотря на то что подавляющая часть *лунных кратеров*, несомненно, ударного происхождения, имеются указания и на существование вулканических кратеров. Например, кратер Лавуазье у северо-западного края Океана Бурь и некоторые другие в его окрестностях обнаруживают сходство с вулканическими районами. Кратеры сильно разорваны. Небольшой кратер в центре Лавуазье и два более крупных кратера у его края окружены двойными концентрическими валами, что трудно совместить с ударным происхождением. Они интерпретируются как накопления относительно вязкой лавы, поднявшейся по кольцевым разломам. В других случаях отмечается расположение кратеров, напоминающее нитку жемчуга, что объясняется их приуроченностью к существовавшим в то время трещинам или зонам разломов; особенно эффектно это выражено в кратере Марий.

Однако особый интерес вызывают те из кратеров, которые, без сомнения, возникли в более позднюю эпо-

ху и выделяются на лунной поверхности бросающейся в глаза системой светлых радиальных лучей — свидетельств сильных взрывов. По названию самого заметного из таких кратеров — Коперника, система лучей которого хорошо видна главным образом в Море Дождей, поздний период истории Луны, охватывающий последние 3 млрд. лет, называют «коперниковской эрой». Два из наиболее молодых кратеров дают повод к ожесточенным дискуссиям по вопросу об их происхождении: кратер Тихо, расположенный на юге видимой стороны Луны, и кратер Аристарх, лежащий в центральной части Океана Бурь. Оба кратера рассматриваются в общем как ударные структуры, обусловленные падением метеоритов в позднюю стадию истории Луны, однако имеются указания и на признаки вулканической деятельности в этой области. Кратер Тихо диаметром 85 км окружен мощным валом, в его внутренней части расположен высокий центральный массив. Волны радаров отражаются от него аномально, указывая на его более неровную поверхность или большую плотность по сравнению с окружающей местностью. Для Тихо свойственен также аномальный характер температурного режима, свидетельствующий о том, что вещество кратера проводит тепло лучше, чем окружающие породы. Аристарх диаметром 40 км — самый светлый из лунных кратеров. Оба кратера необычно глубоки. Фотографии кратеров и их окрестностей позволяют распознать образования, которые могут быть интерпретированы как протяженные лавовые потоки, излившиеся через края кратеров. Глубина кратера, по мнению сторонников вулканического происхождения, обусловлена стеканием лавы в кратер и связанным с этим погружением его дна. К этому можно добавить наблюдавшееся красное свечение и другие признаки, указывающие на слабую вулканическую деятельность у края кратера Аристарх. Сообщалось также об аналогичных, хотя и не вполне достоверных, наблюдениях, относящихся к кратеру Тихо. Согласно Штрому и Филдеру, можно предполагать три возможные причины вулканических явлений в кратерах Тихо и Аристарх: 1) сильный удар вызвал локальное разогревание, столь интенсивное, что лунное вещество расплавилось и возник магматический резервуар, обусловивший последующий вулканизм; 2) метеорит про-

бил лунную кору или обусловил возникновение рзломов, к которым «подключился» уже существовавший магматический резервуар; 3) кратеры Тихо и Аристарх вообще имеют вулканическое происхождение.

Заслуживает внимания в связи с новейшими вулканическими явлениями и кратер Альфонс, расположенный немного южнее середины видимой половины Луны. На расстоянии 118 км он окружен кольцевыми горами, а в его внутренней части расположены центральная гора, меньшие по размеру, отчасти линейно вытянутые кратеры, ребристые выступы и борозды. В этой области 4 ноября 1955 г. советский астроном Н. А. Козырев наблюдал выделение газов.

Вулканическое происхождение можно предполагать также для большого числа *сводовых поднятий* — полых куполообразных вздутий лунной поверхности. Особенно хорошо они выражены в окрестностях кратера Марий, в западной части Океана Бурь, где было установлено более ста подобных образований, различающихся по размерам и структуре. Некоторые из них имеют вершинный кратер, другие же увенчаны небольшими конусообразными вершинами, склоны которых круче, чем у сводов, имеющих наклон от 1 до 5°. Высота сводовых поднятий может составлять первые десятки метров, но иногда достигает 1000 м. Одни интерпретаторы видят в них щитовые вулканы, подобные Мауна-Лоа или Мауна-Кеа на Гавайи, другие предполагают, что под ними произошло внедрение лакколлитов, вызвавшее вспучивание поверхности. Впрочем, и здесь вулканическая интерпретация не является бесспорной.

Другим примечательным явлением на лунной поверхности, которому приписывают вулканическое происхождение, являются так называемые *борозды* — долинообразные выемки, имеющие большей частью синусоидальные (меандроподобные) очертания. Они встречаются в областях, где имеются и другие признаки вулканизма. Большая их часть сосредоточена в районах морей или в их краевых частях. Эти борозды похожи на извилистые речные русла и истолковываются как бывшие лавовые туннели, из которых изливалась подвижная базальтовая лава и кровля которых была обрушена. Конечно, сравнение их с земными лавовыми туннелями проблематично, поскольку лунные образования превос-

ходят по размерам земные на один или несколько порядков. Однако, если принять во внимание ничтожную вязкость лунных лав, то можно допустить, что в определенных условиях на Луне по меньшей мере возникают дополнительные эрозионные процессы. В некоторых случаях можно предполагать эрозионную деятельность пепловых потоков.

Особенно внушительные борозды наблюдаются в окрестностях кратера Принц, несколько северо-восточнее кратера Аристарх. Они принадлежат к особому типу, отличающемуся тем, что у расположенного выше окончания борозды обладают большей шириной и глубиной и связаны с кратером или же исходят из него. По мере спуска — в некотором удалении от кратера — борозды этого типа становятся более узкими и менее глубокими. Изгибы этих борозд в противоположность некоторым другим очень узки, а их очертания часто определяются топографией. Поразительна также система ветвящихся борозд, расположенная в Заливе Середины в окрестностях кратера Тризек (рис. 64). Часть борозд на лунной поверхности, по-видимому, не связана с каким-либо кратером. Однако существуют указания на то, что в некоторых случаях борозды прерываются, и даже многократно, более поздними лавовыми потоками. Иногда кажется, что более узкая борозда начинается внутри более широкой, обычно из небольшой впадины в ее верхней части. Типичный пример подобного рода можно наблюдать вблизи кратера Геродот, непосредственно к западу от кратера Аристарха: видна долотообразная долина, выходящая из небольшого кратера и начинающаяся впадиной с расширением, напоминающей голову кобры; по дну ее извивается очень сжатыми петлями узкая борозда.

Очень мало известно о поверхностных структурах, несущих отпечаток вулканизма, на ближайшей к Солнцу планете Меркурий. Правда, после полета автоматической межпланетной станции «Маринер-10», пролетевшей вблизи Меркурия в 1974 г. и еще раз в 1975 г., на Землю были переданы телеизображения полос его поверхности, что позволило предпринять первые попытки дешифрирования. Они показали, что поверхность Меркурия весьма похожа на поверхность Луны. В соответствии со своей плотностью ($5,4 \text{ г/см}^3$) он обладает

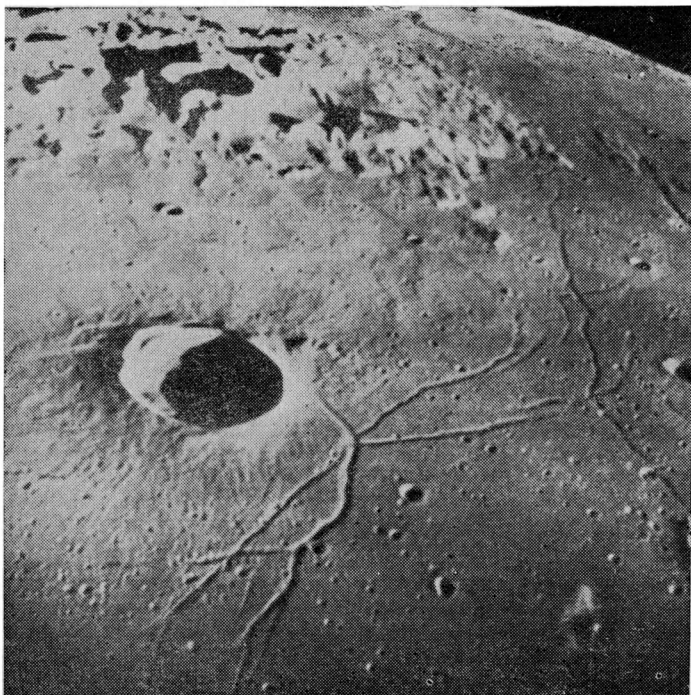


Рис. 64. Один из ярко выраженных лунных кратеров — Тризнек — в северной части Залива Середины, обладающий диаметром около 26 км и центральной горой. В его окрестностях располагаются «борозды Тризнека», которые предположительно считаются древними лавовыми потоками. Справа на заднем плане за горными цепями расположено Море Паров. Как Залив Середины, так и Море Паров — плоские с редкими кратерами впадины лунной поверхности, покрытые базальтовыми лавами.

большими значениями ускорения силы тяжести, чем Луна, плотность которой 3,34. На Меркурии выделяются, как и на Луне, возвышенные области («суша») и впадины («моря»). В вопросе о степени дифференцированности пород его коры мнения пока расходятся. Если, с одной стороны, высокая плотность и малые различия в отражательной способности возвышенных областей и впадин позволяют делать вывод о слабой дифференциации мантийного вещества, то, с другой, предполагается разделение пород на базальтовые и андезитовые типы. Раз-

решение проблемы станет возможным лишь после того, как появится возможность исследовать в земных лабораториях пробы пород этой далекой планеты.

Возвышенности Меркурия, занимающие на сфотографированной части поверхности большую часть, также покрыты многочисленными кратерами различных размеров. Как и на Луне, они принадлежат, по-видимому, к самой ранней фазе формирования коры. Некоторое сходство с лунными морями обнаруживает впадина Калорис, крупнейшая из структурных форм, отмеченных на фотоснимках «Маринера-10». Это прогиб планетарных масштабов, поперечник которого достигает 1300 км и который окружен впадинами меньших размеров. Поверхность впадины относительно ровная, хотя местами встречаются резко выраженные грабенообразные выемки, уступы и гребни. Подобно лунным морям, дно впадин так же, как и дно наиболее крупных кратеров Меркурия, покрыто лавами более позднего периода вулканизма, причем и здесь как будто намечаются неровные лобовые части отдельных потоков. Однако, если ступенчатые уступы фронтальных частей лавы на Луне и Земле имеют высоту от нескольких до десятков метров¹, то их высота на Меркурии достигает местами 200—500 м. Связано ли это с более высокой вязкостью лавы, или здесь играют роль другие причины, остается пока неясным. Относительно низменная, хотя и пересеченная цепями холмов, область, огибающая с востока впадину Калорис в виде дугообразно изогнутого пояса шириной от 1000 до 1500 км, также, по-видимому, покрыта лавами, мощность которых, однако, невелика. Что касается таких признаков вулканизма, как конусовидные горы, купола или сводовые поднятия, то они на сфотографированных участках поверхности не могут быть надежно установлены.

Совершенно иные условия господствуют на планетах Марс и Венера. Обе они еще «динамически активны» и обладают атмосферами, так что в формировании облика их поверхности участвуют не только эндогенные, но и экзогенные силы. Тем не менее ни ту, ни другую нельзя непосредственно сравнить с Землей.

¹ В отношении Луны это противоречит данным, приведенным автором на стр. 261. — *Прим. перев.*

Для Марса мы располагаем наилучшей — после Луны — информацией благодаря облетавшим его и совершавших на нем посадку летательным аппаратам; имеются даже карты Марса, на которых видны некоторые детали. Атмосфера Марса очень разрежена (плотность ее в 200 раз меньше по сравнению с земной) и состоит преимущественно из двуокиси углерода с незначительной примесью водяного пара и других газов. Экзогенные процессы из-за малой плотности атмосферы развиваются далеко не столь интенсивно, как на Земле. Тем не менее время от времени вследствие очень высоких разностей температур скорости ветра достигают 270 км/ч и могут вызывать гигантские пылевые бури. Поскольку действие силы тяжести на Марсе невелико и составляет всего две пятых земного, эти бури могут иногда бушевать неделями, вызывая значительную ветровую эрозию и переотложение песка и пыли. В одну из таких бурь в ноябре 1971 г. попал «Маринер-9», совершавший облет Марса; в течение длительного времени он не смог передать ни одной фотографии его поверхности. Свободная вода на Марсе, по-видимому, отсутствует или же встречается лишь время от времени при особых обстоятельствах, поскольку там известны настоящие эрозионные формы. На Марсе еще отмечаются заметная тектоническая активность и вулканизм, хотя и уступающие по интенсивности земным. Тем не менее и Марс (обнаруживая этим сходство с Луной) обладает обширными территориями, покрытыми ударными кратерами, которые можно рассматривать как области древнейшей коры. Известны также более крупные ударные впадины, заполненные базальтовым веществом. В отличие от Луны вулканизм здесь продолжался вплоть до новейшей эпохи. Что же касается вулканических сооружений Марса, то о них следует говорить лишь в превосходной степени. Гора Олимпийские Снега (или Олимп) в марсианской местности Тарсис (Фарсида) является, по-видимому, крупнейшим из вулканов всех планет. По диаметру основания (600 км), высоте (24 км) и ширине вершинной кальдеры (70 км) он превосходит все вулканические постройки, известные на Земле, Луне и Меркурии. Однако Олимпийские Снега не единственный вулкан-гигант, обнаруженный на Марсе. Недалеко от него располагаются по прямой линии с интервалом 1500 км

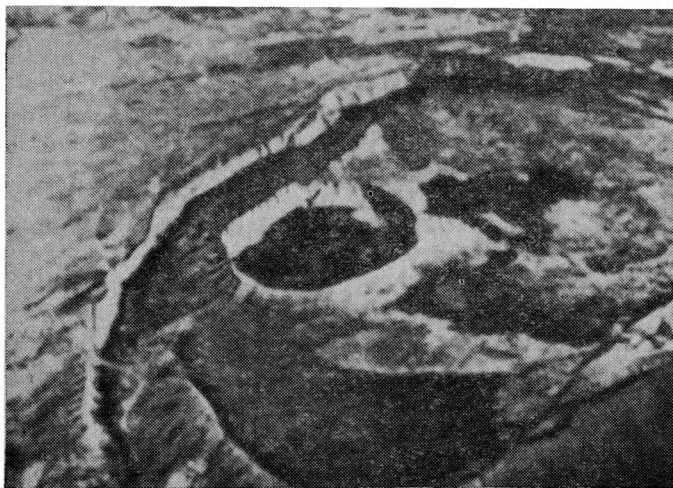
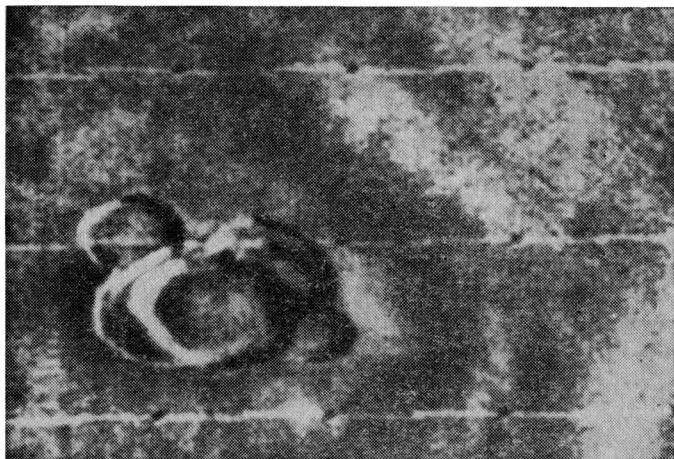


Рис. 65. Аскрейское Озеро — один из вулканов-гигантов, расположенный вблизи Олимпийских Снегов (горы Олимп) в марсианской местности Тарсис (Фарсида); его вершинная кальдера показана на верхнем снимке, произведенном «Маринером-9». Сравнение с вершинной кальдерой щитового вулкана Килауэа на Гавайских островах (нижний снимок), в юго-западной части которого (у левого края кальдеры) расположено лавовое озеро Халемаумау, обнаруживает между ними несомненное сходство, которое, по-видимому, указывает на аналогичные причины их образования.

еще три гигантских щитовых вулкана. Некоторые из вулканов Марса во многих деталях сходны с земными. На фотоснимках, переданных с «Маринера-9» на Землю, можно, например, на гигантском вулкане Аскрейское Озеро, расположенном недалеко от Олимпийских Снегов, различить вершинную кальдеру, очень похожую на кальдеру гавайского вулкана Килауэа (рис. 65).

Среди планет земной группы меньше всего сведений о поверхности Венеры, поскольку она недоступна непосредственному оптическому наблюдению из-за окутывающего ее плотного, непрозрачного покрова облаков. По сравнению с Землей и Марсом на ней господствуют экстремальные условия. Атмосфера Венеры, более чем на 90% состоящая из двуокиси углерода с небольшой примесью азота, кислорода, паров воды и аммиака, приблизительно в 60 раз плотнее земной атмосферы. На поверхности Венеры давление составляет приблизительно 880 Н/см^2 ($\approx 90 \text{ кг/см}^2$), а температура — около 470°C , что в значительной степени обусловлено крайне высоким тепличным эффектом атмосферы¹. В очень грубых чертах представления об особенностях поверхности дает радиолокационное зондирование, позволившее преодолеть плотную атмосферу и уже в 1964 г. составить первые радиолокационные карты. Видимые на них светлые поверхности с высокой отражательной способностью интерпретируются как возвышенные области, а более темные с низкой отражательной способностью предположительно как более ровные низменности, покрытые застывшей лавой. Горные породы венерианской коры сильно дифференцированы, причем можно предполагать наличие вещества от гранитного до базальтового состава. Сравнение спектров поглощения газов Венеры со спектрами газов, выделяемых земными вулканами, свидетельствует в пользу современного вулканизма на Венере. Объяснение происхождения многочисленных кольцевых структур еще недостаточно надежно. Они могут быть ударными структурами или вулканическими сооружениями, в частности кальдерами. Деталь-

¹ В результате последующих исследований, проведенных советскими автоматическими станциями, особенно «Венера-13» и «Венера-14» (1982 г.), данные о составе атмосферы планеты, господствующих на ней условиях и характере поверхности значительно уточнены. — *Прим. ред.*

ная радиолокация светлого пятна на поверхности Венеры, называемого областью Бета, указывает на существование здесь вздутия, имеющего приблизительно 700 км в поперечнике и 10 км в высоту. В вершинной части этой гигантской горы было выявлено округлое углубление диаметром 90 км, напоминающее кальдеру вулкана. Если это соответствует действительности, то и Венера, подобно Марсу, имеет свои вулканы-гиганты. Несмотря на крупные размеры, эта гора по высоте все же намного уступает вулкану Олимпийские Снега на Марсе.

Сенсационный в полном смысле слова прогресс в исследовании поверхности Венеры был достигнут в октябре 1975 г., когда советские межпланетные автоматические станции «Венера-9» и «Венера-10», преодолев облачный покров планеты, совершили мягкую посадку. В господствующих там экстремальных условиях оказалось возможным в течение всего одного часа передать на Землю первые безупречные панорамные снимки ближайших окрестностей места посадки. Они подтвердили, что поверхность является твердой, а «Венера-9», попавшая на наклонную поверхность, показала наличие плитчато-ребристого щебня горных пород, погруженного в более тонкий материал; «Венера-10», совершившая посадку в 2000 км от «Венеры-9», обнаружила угловатые выходы горных пород с подобием слоистости. Несмотря на различные дополнительно полученные данные, можно по-разному толковать панорамные снимки, причем, исходя из твердости и величины радиоактивности, сходных с таковыми земных базальтов, а также плотности, равной $2,8 \pm 0,1$ г/см³, предпочтительнее все же рассматривать породы как обломки лавы.

Таким образом, исследования планет земной группы, на которых как бы «законсервированы» различные стадии планетарного развития, показывают, что вулканизм не является исключительно земным феноменом, а представляет собой общепланетарное явление. Изучение соседних с нами планет позволяет также делать выводы о ранних стадиях развития земной коры, которая претерпела длительное преобразование под воздействием эндогенных и экзогенных процессов. При этом, однако, не следует забывать, что изучение планет земной группы, несмотря на все достижения, находится в начальной стадии и даст еще не один интересный результат.

Вулканическая энергия — вулканические катастрофы

Вулканическая энергия

Как уже отмечалось, движущей силой вулканизма является тепловая энергия земных недр. При благоприятных величинах давления она вызывает плавление вещества Земли, производя при этом работу по преодолению сил сцепления молекул и накапливая использованную энергию в магме. При извержениях, действуя в форме кинетической энергии, она может вызывать мощные проявления динамических сил или же действовать, например, в форме сейсмической энергии.

Несмотря на то что при вулканических извержениях освобождается огромное количество энергии, оно все же очень незначительно и, как подчеркивалось выше (см. стр. 38), за последние 500 млн. лет оценивается приблизительно в 3% от постоянных общих тепловых потерь Земли. К тому же тепловая энергия, выносимая из магмы и теряемая при вулканических процессах, расходуется не только на извержения, но и в немалой степени — в периоды «затишья» между извержениями — на фумаролы, гейзеры и горячие источники.

Для некоторых вулканов предпринимались попытки по количеству извергнутого вулканического материала оценить величину преобразованной тепловой энергии. Так, например, по данным В. И. Влодавца, тепловая энергия, освобождаемая при остывании 1 км³ базальтовой лавы с 1400 до 0 °С, при условии что ее удельная теплоемкость равна приблизительно $1,256 \cdot 10^3$ Дж/(кг·град) ($\approx 0,3$ кал/(г·град)), плотность — 2,8 г/см³ и скрытая теплота кристаллизации — $4,187 \cdot 10^5$ Дж/кг (≈ 100 кал/г), составляет примерно $6,096 \cdot 10^{18}$ Дж ($\approx 1,456 \cdot 10^{18}$ кал). Исходя из объема извергнутых лав и рыхлых продуктов, с помощью этой величины можно

получить представление о тепловой энергии, израсходованной на сооружение некоторых камчатских вулканов, а именно: для вулкана Среднего (объемом $\approx 1 \text{ км}^3$) приблизительно $5,862 \cdot 10^{18}$ Дж ($\approx 1,4 \cdot 10^{18}$ кал), для Безымянного ($\approx 10 \text{ км}^3$) $5,862 \cdot 10^{19}$ Дж ($\approx 1,4 \cdot 10^{19}$ кал) и для Ключевской сопки (200 км^3) приблизительно $12,142 \cdot 10^{20}$ Дж ($\approx 2,9 \cdot 10^{20}$ кал).

Предпринимались попытки оценить соответствующим образом и целые вулканические области. Так, например, Б. Г. Поляк рассчитал энергию, израсходованную вулканизмом Камчатки за последний миллион лет и равную приблизительно $4,187 \cdot 10^{25}$ Дж ($= 10^{25}$ кал); по его данным, она распределяется следующим образом: 14% на подъем магмы к земной поверхности, 0,2% на сейсмические проявления, 43,5% на охлаждение извергнутых продуктов вулканизма, 32,7% на фумарольную деятельность в периоды «покоя» между извержениями, 3,9% на нагревание пород вокруг вулканических очагов и 5,6% на нагревание воды, циркулирующей в зоне влияния вулканов.

Интересные расчеты энергии, израсходованной при отдельных вулканических извержениях, были проведены японским и венгерским геофизиками Йокоямой и Хедервари. Йокояма предложил следующие формулы: при излиянии лавы

$$E = V\sigma(T\alpha + \beta)I$$

и при эксплозивном извержении

$$E = V\sigma T\alpha I, \text{ где}$$

E — тепловая энергия, V — объем вулканического материала, σ — его плотность, T — температура вулканического материала, α — его удельная теплоемкость, β — скрытая теплота плавления лавы и I — эквивалент теплоты в эргах.

Используя эти формулы, Хедервари ввел понятие о магнитуде извержения M , характеризующей количество затраченной энергии в логарифмической шкале. Магнитуда извержения равна:

при излиянии лавы

$$M = \frac{\log [V\sigma(T\alpha + \beta)I] - 11}{1,6}$$

Таблица 4

Количество энергии при вулканических извержениях. По Хедервари (Р. Hédervári, 1963)

Вулкан	Извержение		Объем, км ³	Энергия		Эквивалентное количество атомных бомб	Магнитуда извержения
	Тип ^a	Извержение		Дж	эрг		
Халемаумау	Л	1924	0,00024	$8,824 \cdot 10^{14}$	$8,824 \cdot 10^{21}$	1,05	6,84
»	Л	1927	0,00242	$8,898 \cdot 10^{15}$	$8,898 \cdot 10^{22}$	10,6	7,47
»	Л	1952	0,04893	$1,799 \cdot 10^{17}$	$1,799 \cdot 10^{24}$	214,2	8,28
Ключевская сопка	ЛЭ	1937— 1938	0,174	$1,982 \cdot 10^{17}$	$1,982 \cdot 10^{24}$	236,0	8,31
Гекла	Л	1947— 1948	0,40	$1,257 \cdot 10^{18}$	$1,257 \cdot 10^{25}$	1496,4	8,81
Таравера	Э	1886	1,5	$1,440 \cdot 10^{18}$	$1,440 \cdot 10^{25}$	1714,3	8,85
Кракагау	ЭП	1883	18,0	$1,810 \cdot 10^{19}$	$1,810 \cdot 10^{26}$	21547,6	9,54
Тамбора	Э	1815	150,0	$1,440 \cdot 10^{20}$	$1,440 \cdot 10^{27}$	171428,6	10,10

Л — преимущественно излияние лавы; Э — эксплозивное извержение (выброс рыхлого материала); П — подводное извержение.

и при эксплозивном извержении

$$M = \frac{\log [V\sigma T\alpha I] - 11}{1,6}.$$

Он предложил также выражать энергию в форме так называемого эквивалента атомных бомб, т. е. сравнивать ее с количеством атомных бомб, освобождающих при взрыве соответствующую энергию, причем энергия одной атомной бомбы была принята равной $8,4 \cdot 10^{14}$ Дж ($= 8,4 \cdot 10^{21}$ эрг $= 2 \cdot 10^{14}$ кал), что соответствует 10-кратной энергии атомной бомбы, сброшенной американцами на Хиросиму. При этом для отдельных извержений он получил следующие сравнительные данные (табл. 4).

Вулканические катастрофы

Извержения вулканов, перечисленные в нижней части табл. 4, — особенно извержение Тамборы — явились, несомненно, грандиозными катастрофами, которые стали не только причиной огромных человеческих жертв, но и принесли неизмеримый ущерб материальным ценностям, созданным напряженным трудом человечества, нередко целых поколений. В дальнейшем понятие «катастрофа» мы ограничим, хотя, может быть, и не вполне обоснованно, именно такими вулканическими извержениями. Так, извержение вулкана Катмай в 1912 г., при котором было освобождено огромное количество энергии, явилось, бесспорно, одной из крупных природных катастроф нашего столетия. Однако, если не считать ущерба, причиненного пеплопадом в Кадьяке и некоторых других селениях, а также воздействия на климат тончайшей пыли, рассеявшейся в высоких слоях атмосферы и в течение долгого времени ослаблявшей солнечное излучение, оно не явилось катастрофой для человечества. Никто не пострадал при этом, так как извержение произошло вдали от населенных пунктов. Напротив, менее значительное по своей энергии — если пользоваться этим понятием с учетом введенных нами ограничений — извержение на острове Хеймаэй (острова Вестманнаэйяр) в 1973 г., при котором также не пострадал ни один человек, но было разрушено около одной трети

города Вестманнаэйяр, явилось катастрофой для Исландии и в особенности для населения этого города.

Мы не знаем, какие вулканические катастрофы происходили в доисторическую и раннеисторическую эпохи, неся гибель людям и их культуре. Некоторое представление об этом можно составить по приводимым ниже данным, причем предания древних времен могут, по понятным причинам, быть не только неполными, но и случайными. Иногда катастрофические последствия извержений ранней истории становятся очевидными лишь в результате интенсивной исследовательской работы, как, например, для названного первым извержения на острове Санторин. Следует, однако, подчеркнуть, что человеческие жертвы и материальный ущерб, вызванные перечисленными ниже вулканическими катастрофами, обусловлены не столько силой извержения, сколько особенностями размещения населенных пунктов.

Около 1500 г. до н. э. — Санторин. На этом греческом острове, принадлежащем к группе островов Киклады, приблизительно в 1500 г. до н. э. произошло мощное экспозивное извержение и связанное с ним обрушение с образованием кальдеры объемом 83 км³, так что от бывшего вулканического комплекса Санторин остались лишь серповидный главный остров Тира и более мелкие острова Тирасия и Апронизи. В результате более поздних извержений возникали новые небольшие острова, один из которых — Неа-Камени — иногда еще проявляет вулканическую активность. После того как еще в 1899 г. под рыхлыми вулканическими накоплениями были обнаружены следы древней культуры, в результате систематических раскопок, проводившихся особенно интенсивно с 1967 г., по-видимому, удалось разрешить одну из загадок ранней истории Восточного Средиземноморья: под 30-метровым слоем пемзы на острове Тира, вблизи селения Акротири, был обнаружен большой, хорошо сохранившийся город позднеминойской эпохи¹. Высказанное греческим археологом Маринатосом еще в 1930-е годы предположение о связи между извержением Санторина

¹ Древнюю культуру островов Эгейского моря чаще называют кикладской, а минойской именуют соответствующую культуру Крита; как та, так и другая — географические варианты эгейской, или крито-микенской, культуры Греции эпохи поздней бронзы. — *Прим. перев.*

и закатом крито-минойской культуры казалось подтвержденным. Предполагалось, что энергия, освобожденная при извержении, вызвала появление мощной приливной волны высотой около 30 м, ударившей в побережье Крита и опустошившей располагавшийся там минойский портовый город Аниссос; спустя несколько часов она затопила дельту Нила и разрушила даже удаленный на 1000 км от места извержения порт Угарит.

Хотя пепел, выброшенный при извержении Санторина, встречается в керне почти всех скважин, пройденных в осадках восточной части Средиземного моря, археологическое датирование последнего времени, произведенное по минойским гончарным изделиям из древних поселений и дворцов критского побережья, свидетельствует о том, что разрушение последних произошло лишь через 50 лет после вулканической катастрофы. Более поздние оценки энергии, освобожденной при эксплозивном извержении Санторина, позволяют предполагать приливную волну не столь высокой, а пеплопад на Крите не столь обширным, как считалось раньше, поэтому разница во времени между катастрофическим извержением и разрушениями на Крите представляется реальной. Последние можно связывать с одним из особенно сильных землетрясений, нередких в восточной части Средиземного моря. Дворец Кносос на Крите был разрушен в результате землетрясения, которое произошло еще до извержения Санторина. Тем не менее это раннеисторическое извержение следует отнести к числу наиболее тяжелых природных катастроф в области Средиземноморья, сопровождавшихся многочисленными жертвами.

Попытки связать с извержением Санторина гибель легендарной Атлантиды или «египетскую тьму» следует признать чисто умозрительными.

Около 300—200 лет до н. э. — Илопанго (Сальвадор). Предполагается, что мощное эксплозивное извержение этого вулкана явилось причиной переселения индейцев майя с плоскогорья, первоначально весьма пригодного для сельского хозяйства, на менее благоприятную по климатическим условиям низменность на полуострове Юкатан.

79 г. — Везувий. Относительно числа жертв при катастрофическом «начальном» извержении Везувия, опи-

санном Плинием Младшим (см. стр 150—153), данных не имеется. Предполагается, что только в Помпеях погибло от 1500 до 2000 человек из 25 000 его жителей. При опустошительном эксплозивном извержении 1631 г. было разрушено 9 селений, а число погибших оценивается приблизительно в 3000.

1006 г. — Мерапи (Ява). В. И. Влодавец сообщает о гибели индийско-яванского государства Матарам в результате катастрофического эксплозивного извержения Мерапи. Государство достигло высокого расцвета. На его территории находилось несколько городов с многочисленными храмами. Один из них, Прамбанан, лежал у подножия вулкана. Его великолепные дворцы были сооружены в IX—X вв. Некоторые из них еще достраивались. Извержение сопровождалось сильными подземными ударами. В горе возникла расселина, и часть конуса сползла в долину. Затем последовал чудовищный взрыв, завершивший разрушение. Обширная область была покрыта пеплом и обломками пород. Число жертв осталось неизвестным. — Мерапи принадлежит к числу наиболее часто действующих и грозных вулканов Индонезии. *1931 г.:* 1300 погибших; *1956 г.:* опасность угрожала 15 селениям, 30 000 жителей были вынуждены эвакуироваться.

1586 г. — Келуд (Ява). Из-за катастрофических эксплозивных извержений, усиленных образованием мощных грязевых потоков из вод кратерного озера (см. стр. 302), в *1586 г.* погибло около 10 000, в *1919* — около 5000, в *1966* — около 1000 человек.

1640 г. — Комагатаке (Япония). Эксплозивное извержение с мощными выбросами пепла, сопровождавшееся землетрясением и приливными волнами. Около 700 жертв. — В июне *1929 г.* последовало трехдневное эксплозивное извержение с выбросами пепла, испусканием ядовитых газов и образованием грязевых потоков. Население окрестностей вулкана, насчитывавшее около 15 000 человек, было вынуждено спасаться бегством. Людские потери были невелики, но около 240 км² территории оказалось покрыто пеплом и обломками пород.

1669 г. — Этна (Сицилия). Это извержение, когда вслед за уничтожением ряда селений на склонах вулкана лавовым потоком был разрушен город Катания, описано на стр. 162 и 299—300.

1711 г. — *Гунунг-Аву* (Большой Санги, к югу от Филиппин). Вулкан с кратерным озером; неоднократные выбросы палящих туч, больших количеств рыхлых продуктов, сопровождаемые грязевыми потоками. В 1711 г. погибло 3177 человек, в 1812—953, в 1856—2068, в 1892—1532; в 1966 г. — погибло 39, ранено 2000 и осталось без крова 14 000 человек, опустошены кокосовые плантации, огромные потери скота.

1768 г. — *Котонахи* (Эквадор). Самое крупное из известных извержений этого вулкана. Выброс «раскаленных скальных обломков, затем лапиллей», густой пеплопад, вызвавший непроглядную тьму на большой площади. Пепел распространился до Гуаякиля, а вблизи вулкана лежал слоем толщиной 1 м. Большой падеж скота из-за нехватки корма. Сведений о человеческих жертвах не имеется. — В 1877 г. еще одно крупное извержение, около 1000 погибших.

1772 г. — *Папандаян* (Ява). Эксплозивное извержение, вслед за которым лава продавила северную стенку кратера. Объем выброшенных горных пород свыше 1 км³, 2957 погибших.

1779 г. — *Сакурадзима* (Япония). Самый крупный и активный из вулканов дуги Рюкю. Сильный взрыв вершинного кратера. Мощный выброс пемзы и пепла. 140 погибших (имеются сведения о значительно большем числе жертв).

1783 г. — *Трещина Лаки* (Исландия). Интенсивное излияние огромных лавовых потоков. Национальная катастрофа для Исландии, от прямых и косвенных последствий которой погибло свыше одной пятой всего населения острова и подавляющая часть поголовья скота. Описано на стр. 106—107.

1783 г. — *Асама* (Япония). Извержение этого крайне активного в темнейшую эпоху¹ вулкана принадлежит к числу крупнейших вулканических извержений Японии. Сильный выброс пара и рыхлых масс, сопровождаемый грязевыми потоками. Лава пробилла стенку кратера и изливалась потоком протяженностью 63 км со скоростью 3 км/ч по долине Адзумагава. Опустошены боль-

¹ Советские историки называют период истории Японии с XVII до середины XIX в. токугавским. — *Прим. перев.*

шие площади в окрестностях вулкана. Сообщается о 1162 погибших.

1792 г. — *Унцендаке (Япония)*. Сильное эксплозивное извержение, при котором взлетела на воздух восточная половина побочного конуса Меяма. Портовый город Шимабара подвергся воздействию пеплопада и грязевых потоков. От приливной волны погибло или пострадало 707 человек.

1814 г. — *Майон (на юге острова Лусон, Филиппины)*. Сильное эксплозивное извержение с мощными выбросами пепла. Наступившая тьма распространилась до Манилы, пеплопад достиг Китая. 5 селений было разрушено, погибло 1200 человек. — Более сильное извержение в 1897 г. унесло 350 жизней.

1815—1816 гг. — *Тамбора (остров Сумбава, Индонезия)*. Как видно из табл. 4, на этом небольшом острове Зондского архипелага произошло самое мощное вулканическое извержение из числа известных в историческую эпоху. Оно длилось с 5 апреля 1815 г. до 15 июля 1816 г. Наиболее сильные эксплозии произошли 10 и 11 апреля 1815 г. Высота горы, сравнимой по своим размерам (диаметр основания 40 км) с Этной, уменьшилась почти на 1500 м. Взрывом была образована кальдера диаметром 6 км и глубиной 500—600 м; при этом было перемещено, по самой умеренной оценке, 150 км³ горных пород, т. е. в восемь с лишним раз больше, чем при извержении Кракатау. Эксплозии сопровождались сильными землетрясениями, приливными волнами и ураганами. Расположенные поблизости от вулкана государства Темборо, Пекат, Сангар и большая часть Домпо и Бима¹ были засыпаны метровым слоем пепла, под тяжестью которого даже в 111 км от вулкана были разрушены жилища наместника и другие постройки. Извержение потрясло весь Индонезийский архипелаг. Считалось, что погибло от 66 000 до 92 000 человек; во всей этой области уцелело лишь 29 человек.

1822 г. — *Галунггунг (Ява)*. Сильное эксплозивное извержение с выбросом 22 млн. м³ рыхлых масс, охватившее территорию 25 660 км². Грязевые потоки произвели большие опустошения. Погибло 4011 человек.

¹ Индонезия в эти годы являлась колонией Нидерландов. — *Прим. перев.*

1835 г. — *Косигуина (Никарагуа)*. Второе — после катастрофы на Тамборе — крупнейшее из известных извержений новейшей эпохи. Уничтожена взрывом вершина горы и образована кальдера (см. стр. 90—91). Объем перемещенных рыхлых масс оценивается в 50 км³, т. е. втрое больше, чем при извержении Кракатау. Число жертв неизвестно.

1883 г. — *Кракатау (вулканический остров в Зондском проливе)*. Катастрофическое эксплозивное извержение с образованием гигантской кальдеры, сопровождавшееся выбросом 18 км³ рыхлого материала. Пеплопад распространился на территорию 827 000 км². Сообщалось о гибели примерно 36 000 человек на соседних побережьях, главным образом от приливных волн. Пыль, поднятая в верхние слои атмосферы, распространилась по всей Земле, в течение долгого времени ослабляя солнечную радиацию. Об этом часто упоминаемом извержении см. на стр. 135—137.

1888 г. — *Бандайсан (Япония)*. Сильное эксплозивное извержение газов и рыхлого материала из вулкана, обычно проявлявшего лишь сольфатарную деятельность. Массы рыхлых выбросов, объем которых определяется в 1,213 км³, покрыли площадь 71 км². Число погибших — 461 (см. также стр. 137—139).

1902 г. — *Санта-Мария (Гватемала)*. Сильное эксплозивное извержение после довольно долгого затишья, сопровождавшееся перемещением 5,5 км³ рыхлых масс. После их выброса на юго-западном склоне старого вулкана остался гигантский кратер. Число жертв составило 6000. При более поздних извержениях — образование экструзивного купола и выбросы палящих туч, особенно сильные в 1929 г.

1902 г. — *Суфриер (остров Сент-Винсент, Малые Антильские острова)*. 7 мая сильный выброс палящей тучи. Около 1600 погибших.

1902 г. — *Мон-Пеле (остров Мартиника, Малые Антильские острова)*. 8 мая, т. е. на следующий день после упомянутого выше извержения вулкана Суфриер, в области той же группы островов последовало извержение палящей тучи, подробно описанное на стр. 127—134 и приведшее к гибели города Сен-Пьер. Самая тяжелая вулканическая катастрофа нашего столетия. По приводимым данным (ненадежным, поскольку в Юрде нахо-

дились также беженцы), число погибших колеблется между 26 000 и 40 000.

1911 г. — Тааль (на юге острова Лусон, Филиппины). Сильное эксплозивное извержение. Рыхлые выбросы и потоки горячей, содержащей кислоту грязи опустошили 230 км². От грязи и воспламенявшихся ядовитых газов погибло 1335 человек. Эксплозия вызвала сильные воздушные взрывные и приливные волны. — Еще одно катастрофическое извержение в 1965 г., около 200 погибших. 15 000 человек были вынуждены эвакуироваться. Вулкан образует остров посреди озера. На его склонах расположены селения и виллы. Три небольшие деревни были разрушены пеплом и лавой. — 1966 г.: еще одно сильное извержение. Эвакуируется все население острова (около 17 000 человек), однако повторения катастрофы 1965 г., которого опасались, не произошло.

1951 г. — Хибокхивок (остров Камигуин, Филиппины). Сильное эксплозивное извержение вулкана, уже проявлявшего активность в 1948 и 1950 гг. На склоне горы раскрылся новый кратер. Пеплопад на 8 км вокруг, от которого 15 селений оказались погребенными под трехметровым слоем пепла. По склонам стекали потоки лавы. Считается, что 2000 жителей этих селений погибли и лишь 266 остались в живых. 45 000 обитателей острова были переселены.

1951 г. — гора Ламингтон (Новая Гвинея). Неожиданное катастрофическое «начальное» извержение вулкана, считавшегося потухшим; вся северная часть горы была снесена взрывом. Палящими тучами полностью разрушены 6 деревень из 15 затронутых извержением и уничтожена растительность на 16 км вокруг. Около 4000 погибших.

1963 г. — Агунг (остров Бали, Индонезия). Катастрофические эксплозивные извержения через 100 лет затишья, опустошившие пятую часть острова. *1-е извержение* в середине марта: 5 деревень покрыты двухметровым слоем пепла, одна деревня полностью исчезла под его покровом, еще одна — затоплена лавой. Уничтожено 40 000 га плантаций, из них 10 000 га непригодны к дальнейшему использованию. Около 1500 жертв, 75 000 лишенных крова; погибло 35 000 голов скота. *2-е извержение* в середине мая: еще 103 погибших, 2000 раненых. Оба извержения окутали остров плотной

пеленой облаков дыма и пепла. Аэродром в Сурабае пришлось закрыть.

Некоторыми авторами предпринимались попытки оценить число человеческих жертв, вызванных вулканическими извержениями. Так, Саппер для периода с 1500 по 1914 г. получил в итоге около 190 000, В. И. Влодавец — с 1500 по 1970 г. — около 240 000. Однако подобные оценки очень ненадежны. Во-первых, не исключено, что для некоторых извержений число жертв было преувеличено, а во-вторых, сколько-нибудь надежные цифры вообще могут отсутствовать, как, например, при извержении Косигуины. Неизвестно также, сколько людей оказались погребенными под пеплом, а главное, сколько умерло впоследствии от ранений, отравления или голода, вызванных извержениями вулканов. Не следует забывать и о потерях материальных ценностей — жилищ и личной собственности, а также народнохозяйственных сооружений. Одно только разрушение Сен-Пьера на Мартинике в 1902 г. или части города Вестманнаэйяр в 1973 г. могут служить примерами этого, не говоря уже об уничтожении в результате вулканических извержений бесчисленных небольших селений, деревень, отдельных хозяйств, промышленных сооружений, сельскохозяйственных угодий и лесов.

Наблюдения за вулканами, прогноз извержений и меры защиты

Наблюдения и прогноз

Огромные человеческие жертвы и уничтожение материальных ценностей, которые с незапамятных времен вызывали вулканические извержения, в особенности такого рода, как описанные в последнем разделе, рассматривались первобытными народами (вплоть до людей новейшей эпохи) как нечто неизбежное, как гнев или наказание богов, обитавших в вулканах, как, например, мадам Пеле на Гавайи. Тем не менее в странах с более высокой культурой находилось достаточно людей, которые не хотели полагаться на милость богов, а внимательно наблюдали за вулканами, возле которых им приходилось жить, и пытались распознать признаки приближающихся извержений. Однако сравнительно редко удавалось правильно оценить такие признаки и принять своевременные меры. Слишком часто катастрофы наступали совершенно неожиданно.

Еще в прошлом столетии в некоторых вулканических областях ученые вели наблюдения за вулканами, вначале разобщенно и от случая к случаю, а затем и постоянно. Так, уже в 1845 г. была организована вулканологическая обсерватория на Везувии, позднее они появились на Этне, Гавайи, в Японии, Индонезии и других местах. По мере развития вулканологических знаний в различных областях активного вулканизма были учреждены вулканологические институты, особой задачей которых было не только изучение вулканов, но и наблюдение за ними с помощью соответствующих приборов. Особенно важным является исследование закономерностей эруптивного механизма и на их основе — прогноз извержений угрожающего характера. К числу новейших учреждений, достигших наибольших успехов,

можно отнести Лабораторию изучения механизма и прогноза извержений Института вулканологии Дальневосточного научного центра АН СССР в Петропавловске-Камчатском.

Приблизительно до 1920 г. надзор ограничивался наблюдениями за внешними проявлениями вулканизма. Не подлежит сомнению, что при этом был накоплен большой опыт по оценке поведения вулканов, который, несомненно, был полезен для предсказания извержений.

При всеобъемлющем подходе к проблеме надзора за вулканами и предсказания их извержений за два десятилетия был достигнут совершенно новый качественный уровень, когда представители самых различных отраслей знаний пытаются решить ее комплексно на основе международного сотрудничества. Если бы удалось надежно прогнозировать время, место, силу и тип извержений, это позволило бы свести к минимуму человеческие жертвы и материальный ущерб. «Международная вулканологическая ассоциация», организуя симпозиумы, осуществляет обмен опытом по вопросам состояния и дальнейшего развития прогнозов; особое внимание уделяет этим вопросам также ЮНЕСКО.

Существенную роль в этих исследованиях играют в основном четыре направления работ, хотя и рассматриваемых здесь отдельно, но тесно взаимосвязанных, — геологическое, геодезическое, геофизическое и геохимическое.

Геологические исследования в отличие от остальных направлений в меньшей степени преследуют цели непосредственного наблюдения и прогноза, но создают существенные предпосылки для этого. Они посвящены главным образом интенсивному изучению вулканической структуры и ее истории (с целью выявления картины ее состояния и развития) и детальному геологическому картированию, включающему районы, окружающие соответствующий вулкан. И хотя более древние записки и доклады в общем неточны, в настоящее время можно с помощью физических методов устанавливать возраст лавовых потоков и пирокластики и даже реконструировать — в определенном объеме — извержения исторической и доисторической эпохи. Изучение истории того или иного вулкана позволяет, кроме того, делать выводы о характере его деятельности.

В последовательности извержений некоторых вулканов обнаруживается определенная периодичность, которую можно проследить на примере часто действующих вулканов Гавайских островов. Так, периоды затишья между извержениями Мауна-Лоа с 1832 по 1968 г. продолжались не менее двух и не более 210 мес. Не подлежит сомнению, что длительность этих пауз значительно варьирует, тем не менее она ограничена предельными значениями. Статистические данные указывают на возможность одного извержения приблизительно через каждые 42 мес. Аналогично поведение Килауэа.

Об интересных результатах изучения иного ритма деятельности сообщил японский вулканолог Накамура для вулкана Михара на острове Осима (Япония). В эпоху самых ранних описаний его деятельности — между 634 и 1552 гг. — периоды затишья составляли от 115 до 230 лет; с 1552 по 1938 г. они были на целый порядок ниже — от 6 до 87 лет; с 1938 г. они не превышают 10 лет. Из этого, следовательно, можно сделать вывод, что периоды затишья сокращаются и извержения будут соответственно более частыми. Естественно также предположить, что это указывает на постепенное усиление вулканической активности по сравнению с той, которая в обозримое время сопровождалась более длительными периодами затишья.

Деятельность других вулканов, напротив, совершенно непредсказуема. В качестве примера можно назвать островной вулкан Кракатау, деятельность которого, согласно Декеру, протекала следующим образом: 1680 г. — выброс андезитовой лавы из кратера на высоте 450 м выше уровня моря, затем — 250 лет затишья; 1883 г. — катастрофическое эксплозивное извержение (см. стр. 135—137), при котором было выброшено около 18 км³ пемзы ультракислого состава, а 6 км³ острова погрузилось в море, а затем — 44 года затишья; 1927 г. — в результате выброса базальтовых шлаков и пеплов возник лавовый остров, достигший в ходе более слабых эксплозивных извержений высоты 170 м над уровнем моря, а при базальтовых излияниях начала 1960-х годов получивший прочную оболочку. Естественно, что в подобных случаях делать долгосрочные прогнозы невозможно. Тем не менее не следует забывать об опасности, таящейся в таких вулканах.

Бывают также случаи, когда извержения происходят совершенно неожиданно и даже неоднократно, а обитателям этих мест даже неизвестно, что гора, на склоне или в окрестностях которой они жили, является вулканом. Так случилось при «начальном» извержении Везувия в 79 г., происшедшем после периода затишья, длительность которого осталась неизвестной. Было бы, однако, полным заблуждением считать, что подобные ошибочные оценки могли иметь место лишь в раннеисторическую эпоху. Это доказывает упоминавшееся на стр. 282 не менее сильное «начальное» извержение вулкана Ламингтон на Новой Гвинее в 1951 г., о прежней деятельности которого ничего не было известно. Это извержение, унесшее около 4000 жизней, называют самой тяжелой природной катастрофой нашего столетия «в этой части света».

Впрочем, такого огромного количества человеческих жертв вполне можно избежать, поскольку, как считает советский вулканолог Г. С. Горшков, уже сегодня можно определенно сказать, что в тех областях, где ведется постоянный, и в первую очередь сейсмический, надзор, ни одно извержение не может наступить совершенно неожиданно. Однако надзор и краткосрочный прогноз извержений требуют использования геодезических, геофизических и геохимических методов исследований.

Геодезические измерения на вулканах с целью точной топографической съемки с давних пор являются предметом постоянных забот геодезистов не только потому, что извержения вызывают постоянное, местами даже значительное, изменение форм рельефа и их высот, но и потому, что медленно протекающие обратимые деформации представляют обычное явление. Это было установлено еще в 1913 г. в результате отклонения горизонтальных маятниковых сейсмографов только что организованной Гавайской обсерватории. Последующие, более точные проверки показали, что реперы высотных отметок на действующих вулканах Гавайи год от года меняют свое положение как по вертикали, так и по горизонтали на величину порядка нескольких сантиметров и даже метров. Впрочем, это пробудило также надежду путем наблюдения за деформациями найти закономерности, которые позволили бы сделать заключение о внутренней структуре и механизме извержений.

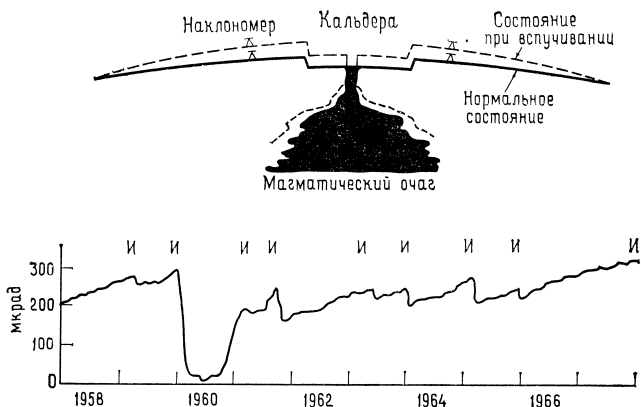


Рис. 66. Измерения наклона на вулкане Килауэа (остров Гавайи). Вверху: схема сводового воздымания вулкана перед извержением. Внизу: результаты измерения воздыманий и оседаний вулкана за 1958—1967 гг. в микроградусах (1 мкрад = $57,2957 \cdot 10^{-6}$ угловых градусов). И — извержение.

Соответствующие точные измерения проводились с 1956 г. с помощью наклономера, в основу которого положен принцип сообщающихся сосудов. Поверхность воды, помещенной в наполовину заполненные сосуды, соединенные трубкой и наблюдаемые с помощью измерительных устройств, занимает, как известно, горизонтальное положение. Если сосуды укрепить в некотором отдалении — около 50 м — друг от друга на столбах, жестко закрепленных в почве, то при изменении положения уровня воды может быть отмечен наклон почвы порядка 1 : 1 000 000, т. е. 1 мм на 1 км! Этим способом на Килауэа было установлено, что деформации обладают заслуживающим внимания циклическим характером. Перед извержением происходит вспучивание, постепенное сводовое воздымание, а в ходе извержения как бы оседание и возвращение на прежнее место. Серии наблюдений подобного рода привели к выводу о том, что сводовое воздымание вызывается медленным заполнением и связанным с этим расширением магматического очага. Такие явления могут, естественно, служить хорошими предпосылками для предсказания будущих извержений, в особенности если они согласуются с другими методами надзора (рис. 66).

Однако наблюдениями отмечались не только деформации всего вулканического сооружения, но также расширения или сужения кратера в связи с извержениями. Так, точные измерения, проведенные в 1964—1965 гг. на кратере Килауэа, показали, что перед извержением он расширился на величину порядка нескольких сантиметров, а после него вновь сократился.

У других вулканов деформации могут протекать совершенно по-иному. Деформации — если они вообще поддаются измерению — специфичны для каждого вулкана и зависят также от места наблюдения. У некоторых вулканов перед извержением изменяется положение поверхности лавы в кратере. Например, у вулкана Асама (Япония) отчетливо проявлена тенденция к воздыманию дна кратера; у вулкана Михара на японском острове Осима дно кратера, напротив, перед извержением опускается.

Из геофизических методов прогноза времени, места и силы извержений важнейшее место занимает *сейсмический надзор*. Изучение взаимосвязи землетрясений с последующими извержениями проводилось в ряде вулканических регионов, главным образом в Японии, на Гавайских островах, в СССР и Новой Зеландии, причем сотрудниками Дальневосточного вулканологического института под руководством П. И. Токарева были достигнуты важные успехи, позволившие с большой точностью предсказать несколько извержений камчатских вулканов.

Здесь, однако, имеет значение то, что уже подчеркивалось для измерения деформаций: каждый вулкан характеризуется своеобразием взаимосвязи сейсмической и вулканической активности и затруднительно сформулировать закономерность, справедливую для всех случаев.

Приведем несколько примеров совершенно различного поведения вулканов: так, землетрясения, предшествовавшие извержению Везувия 79 г., начались еще в 63 г. и с перерывами продолжались в последующие годы; перед рождением вулкана Парикутин (Мексика) в 1943 г. локальные землетрясения начались за три недели до извержения; при извержении Геклы в 1947—1948 гг. — лишь за 20 мин.

Наиболее важное значение для прогноза имеет изучение характера землетрясений, происходящих перед

извержением. На одном из побочных кратеров Ключевской сопки на Камчатке, а также вулкана Сакурадзима в Японии наблюдалось, что незадолго до начала извержения число предшествующих подземных толчков внезапно уменьшалось, а с началом извержения они прекращались, в то время как в других случаях, например на вулканах Безымянном на Камчатке и Асама в Японии, отмечалось их возрастание, сохранявшееся и после извержения. Вулкан Асама, по-видимому, является одним из наиболее долго наблюдавшихся сейсмическими методами вулканов Земли. Наблюдения, проведенные в течение 60 лет, позволили уже сравнительно давно выявить эмпирические связи между числом подземных толчков в предшествующем рою землетрясений и вероятностью извержений.

В связи с предстоящими извержениями возникают, как правило, рои землетрясений, которые в отличие от тектонических землетрясений, вызывающих значительный ущерб, отмечаются большей частью лишь сейсмографами в окрестностях вулкана в качестве «сейсмического дрожания». Различные их типы могут отождествляться с движениями магмы в фундаменте, эксплозиями в жерле, излияниями лавовых потоков и т. п. Однако бывают и такие случаи, когда извержения за несколько месяцев до их начала проявляются на больших глубинах в виде тектонических землетрясений. Наблюдения такого рода были сделаны, например, в Камчатско-Курильской зоне, где предваряющие извержение землетрясения исходили с глубин 70—150 км, а их магнитуды достигали 6 и больше по шкале Рихтера. В благоприятных случаях по изменениям глубины землетрясений можно проследить подъем магмы к поверхности. Один из точных прогнозов на такой основе удалось сделать в январе 1959 г. для извержения кратера Ики, расположенного несколько восточнее вершинной кальдеры Килауэа. Между 14 и 19 августа произошли землетрясения, очаг которых был установлен на глубине 55 км, под кратером Ики. На основании скорости подъема магмы 0,6 км/день и простого расчета $55 : 0,6 \approx 92$ дня извержение предсказали на 14 ноября. С наступлением этого месяца количество подземных толчков возросло более чем до 1000 в день, а сводовое воздымание горы проявилось сильнее, чем в предыдущие месяцы.

14 ноября число подземных толчков достигло максимума, а к вечеру того же дня раскрылась трещина длиной 1 км и началось излияние лавы. Извержение, при котором уже в первые 7 дней было извергнуто 30 млн. м³ лавы, сопровождаемой впечатляющими лавовыми фонтанами, продолжалось до 21 декабря. После опорожнения резервуара извержение прекратилось, однако новые землетрясения указали на перемещение центра активности к деревне Капохо. И здесь боковое извержение началось в соответствии с прогнозом — 13 января. Около 100 млн. м³ лавы излилось из трещины протяженностью 1 км, расположенной к северу от деревни, которая была при этом разрушена, однако обошлось без человеческих жертв.

Не было недостатка и в попытках сформулировать математически прогноз вулканических извержений с учетом экспериментальных данных по деформациям и сейсмическим особенностям. Одну из таких зависимостей, установленную Токаревым для извержений Безымянного, удалось успешно использовать и на других вулканах Камчатки. В последнее время в разных странах были разработаны системы для перевода сейсмических данных в радиотелеметрические сигналы, позволяющие проводить надзор за большими территориями. Запись на магнитной ленте делает возможным прямую обработку данных с помощью компьютера, причем эффективность прогноза при этом существенно повышается.

Уже после того как удалось получить точные предсказания извержений Безымянного и Шивелуча, особенно блестящим в отношении точности оказался новый прогноз извержения вулкана Плоский Толбачик. С конца 1975 г. сеть сейсмических станций, расположенных в районе южного склона Плоского Толбачика, зарегистрировала возрастающий по интенсивности рой мелкофокусных землетрясений. И здесь анализ сейсмических данных позволил Токареву сделать точный прогноз, а работавшей в этой области вулканологической экспедиции своевременно занять наблюдательные посты. Точно по прогнозу началось извержение, которое, неоднократно перемещаясь, длилось до весны 1976 г. При этом возникли 4 новых шлаковых конуса (рис. 67). Однако самое примечательное заключалось в том, что речь шла не об обычном, а о крупнейшем в историческую эпоху

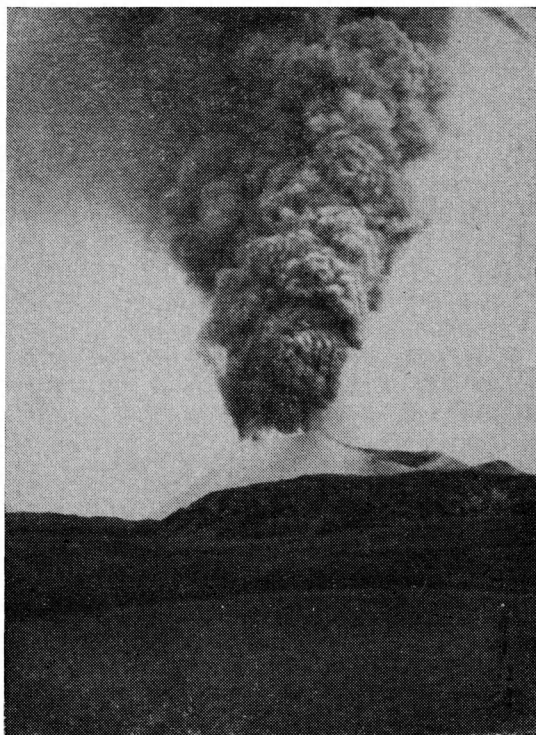


Рис. 67. С середины 1975 г. сейсмические станции Камчатки регистрировали вулканические землетрясения в районе вулкана Толбачик, что позволило точно предсказать извержения и связанное с ними возникновение четырех новых вулканических конусов. На снимке — третий из вновь образованных вулканических конусов, выросший за одну ночь на 45 м.

извержении в области Камчатско-Курильского региона с объемом извергнутых лав и рыхлых продуктов свыше 2 км³. Таким образом, успешный прогноз, сделанный Токаревым, приобрел особое значение благодаря тому, что извержение можно было изучать во всех подробностях по комплексной программе, что принесло важные результаты как в отношении оценки механизма извержений, так и в отношении их прогноза.

Сейсмический надзор в вулканическом районе позволяет не только уберечь людей и движимое имущество,

но при определенных обстоятельствах, когда возникают волнующие жителей землетрясения, доказать, что сейсмический очаг лежит за пределами центра активности вулкана и что извержения, которое могло бы быть связано с этим, не предвидится.

В феврале 1970 г. в районе Флегрейских Полей близ Неаполя произошло примечательное явление, причину которого объяснить не удалось. В окрестностях Поццуоли наблюдалось воздымание почвы приблизительно на 90 см, что естественно вызвало большое беспокойство у населения этого района, где еще в 1538 г. возник новый вулкан Монте-Нуово и где до сих пор происходят поствулканические процессы. Хотя сильных землетрясений не отмечалось, однако вплоть до июля регистрировались многочисленные микроземлетрясения. Устрашающего вулканического извержения так и не произошло; не наблюдалось и сколько-нибудь заметных изменений в составе и температуре газовых источников в районе Сольфатары. В июле вновь наступило затишье.

Для прогноза извержений вулканов помимо сейсмического надзора могут быть использованы также *методы геомагнитных исследований*, однако интерпретация их результатов встречает пока еще затруднения.

Магматические расплавы, и прежде всего основные, содержат в небольшом количестве соединения железа, выделяющиеся при застывании расплавов в виде мельчайших зернышек рудных минералов. Некоторые из них, особенно магнетит, как уже указывалось на стр. 25, обладают свойством при переходе так называемой точки Кюри намагничиваться в магнитном поле Земли. Интенсивность намагничивания может быть измерена с помощью чувствительных магнитометров. Если же намагниченная порода нагревается выше точки Кюри, она вновь теряет свою намагниченность. Следовательно, можно допустить, что при продвижении — в связи с подъемом магмы — теплового фронта, которое следует ожидать перед вулканическими извержениями, местное геомагнитное поле вулкана будет изменяться.

Исходя из этих представлений, японские геофизики Рикитакэ и Иокояма приступили в 1950 г. к проведению геомагнитных исследований на вулкане Михара (остров Осима, Япония), приблизительно в 100 км к юго-западу

от Токио, на котором после 10-летнего затишья началась серия сильных извержений. Этот вулкан казался особенно благоприятным для таких исследований, поскольку не только извергал базальтовые лавы, но и обладал также значительной локальной магнитной аномалией. В действительности оказалось, что в течение 1—2 мес до извержения наступали явления размагничивания, причем угол магнитного наклона заметно уменьшался (максимально до $30'$), а измерения склонения показали небольшое смещение в восточном направлении (до $5'$). После спада активности последовало очень медленное восстановление первоначального поля. Повторные измерения в 1953—1954 гг. дали тот же результат. Исследователи предположили, что явления размагничивания и повторного намагничивания связаны, как указывалось выше, с соответствующими изменениями температуры и переходом точки Кюри вверх или вниз. При этом, однако, остался невыясненным вопрос о времени, поскольку температурные колебания, являющиеся причиной подобных изменений локального геомагнитного поля, должны были бы происходить относительно быстро. Следовало, возможно, допустить «инъекцию» высокотемпературных газов, объясняющую более медленное остывание и более медленное восстановление первоначального локального поля после извержения, особенно если учесть малую теплопроводность горных пород.

В 1968 г. Джонстоном и Стейси были также установлены временные и затем исчезающие магнитные аномалии на вулканах Руапеху и Нгаурухое в вулканической зоне Таупо (остров Северный, Новая Зеландия). Исследования проводились здесь иначе, чем на вулкане Михара, а именно с помощью двух магнитометров, установленных на флангах вулканов в 8 км друг от друга и соединенных между собой, что позволило в течение длительного времени регистрировать колебания разности значений магнитного поля между ними. Перед началом извержения Руапеху эти колебания достигли амплитуды 10 нТ ($=10 \gamma$), что существенно превышало слабые вариации предшествующей эпохи затишья. Здесь вариации протекали также быстро, иногда менее чем за два часа. В этом случае к проблеме времени добавляется еще одна, гораздо более значительная: продукт из-

вержений Руапеху не подвижные базальтовые расплавы, как на Михаре, а вязкие андезитовые. Оба факта с трудом объясняются термическими причинами. Поэтому в данном случае следует принять во внимание две возможности: а) проявление в недрах вулканической постройки электрических токов или б) стресс (направленное давление), вызывающий появление пьезоэлектрического эффекта и, как его следствие, временные магнитные аномалии. Последнее эти исследователи считают более правдоподобным. Этот эффект возникает в связи с тем, что при сжатии или растяжении кристаллов минералов, имеющих оси поляризации, появляются небольшие электрические заряды (положительные или отрицательные, в зависимости от вида напряжений), в то время как в ненапряженном состоянии кристаллы электрически нейтральны.

Менее успешными оказались соответствующие исследования на вулкане Килауза, который казался особенно благоприятным объектом для испытаний: хотя извержения вулкана и сопровождалась предшествующими изменениями местного магнитного поля, однако причины их не удалось надежно объяснить. Они могли бы приобрести значение при продолжении исследований.

При вулканических процессах следовало бы ожидать также изменений поля силы тяжести, поскольку расплавленная горная порода имеет меньшую плотность по сравнению с дегазированной твердой, но, с другой стороны, большую по сравнению с лавой, насыщенной газовыми пузырями. Таким образом, можно по крайней мере теоретически предполагать, что присутствие расплавов должно быть отмечено чувствительными приборами — гравиметрами. Тем не менее *гравиметрические методы* надзора за вулканами и прогноза их извержений до сих пор мало разработаны и вряд ли могут быть успешными. Проблема здесь заключается в том, что ожидаемые изменения поля силы тяжести очень малы и требуют точности измерений, едва ли достижимой в настоящее время. Это зависит не только от чувствительности гравиметров, но и от надежности определения высотного положения точек наблюдений, поскольку необходимо вводить топографические поправки. Для того чтобы достичь требуемой точности измерений 0,01 мгал, точки наблюдений должны быть привязаны с точно-

стью до 3 см, т. е. с такой, которая могла бы быть гарантирована и при повторных измерениях, несмотря на ожидаемые деформации вулканического сооружения. В равной мере необходимо было бы с соответствующей точностью учитывать и результаты изменения рельефа в окрестностях точки наблюдения. Не удивительно поэтому, что предпринимаемые с 1929 г. попытки учесть изменения поля силы тяжести в период извержения на вулкане Комагатаке (остров Хоккайдо, Япония) не увенчались успехом. Напротив, измерения изменений силы тяжести на вулкане Михара в 1950—1951 гг. показали ее небольшое уменьшение, достигавшее 0,27 мгал. Они могли быть вызваны существованием модельного тела (магматического очага) сферической формы диаметром 300 м на глубине 2 км под вулканом.

Столь же малоуспешным было до сих пор и использование *геоэлектрических методов*. Ожидаемый в связи с изменениями давления пьезоэлектрический эффект, о котором упоминалось выше, должен был бы вызывать изменение электропроводности. Помимо этого, расплавленная горная порода обладает свойствами проводника электричества, в то время как застывшая лава является изолятором. С помощью этих физических свойств можно было бы отмечать изменения и перемещения, происходящие в фундаменте вулкана, путем изучения электрических свойств пород.

Температурные изменения можно рассматривать в качестве хорошего индикатора при наблюдении за вулканами. Хотя и *при термических исследованиях* возникают некоторые проблемы, значение их вполне очевидно и нельзя недооценивать. Они могут проводиться на «вулканических почвах», а также на фумаролах и водах. В. И. Влодавец сообщал о том, что жители Центральной Америки рассматривали высыхание растений в окрестностях вулкана, вызванное повышением температуры почвы, как признак приближающегося извержения. Однако, если покров горных пород над участком фундамента, испытывающим нагревание, имеет большую мощность, этот индикатор может оказаться непригодным, поскольку горные породы, как уже отмечалось, являются плохими проводниками тепла.

В противоположность этому температурные колебания в фумаролах, источниках и подземных водах вул-

канических областей, вызванные отделяющимися от магмы газами, легко могут быть измерены, однако по вопросу о том, в какой мере они пригодны для прогноза извержений, мнения исследователей расходятся. И здесь, по-видимому, справедливо много раз приводимое указание о том, что поведение каждого вулкана индивидуально. Так, исследования, проведенные вулканологом Нейманом ван Падангом на некоторых вулканах Индонезии, показали, что перед извержениями отмечалось значительное возрастание температуры фумарол. Японский вулканолог Танада на вулкане Асо в течение долгого времени наблюдал колебания температур, причем оказалось, что активизация вулканической деятельности сопровождается прежде всего повышением температуры газов; если превзойден некоторый максимум и температура начинает вновь снижаться, то через два или три дня возможно извержение. На вулкане Тааль (Филиппины) перед очень сильным эксплозивным извержением 1965 г. также было установлено значительное повышение температуры воды в озере, расположенном в одном из кратеров. При внезапной эксплозии вулкана, как указывает американский геофизик Декер, было выброшено 90 млн. м³ вулканического пепла и погибло 200 человек. Удалось, однако, избежать гораздо большего несчастья, поскольку было отмечено повышение температуры и сделано своевременное предупреждение. Имеется тем не менее целый ряд случаев, когда извержения происходили без предшествующего повышения температуры газов или вод.

В последнее время стало возможным устанавливать изменения температурного режима на отдельных участках земной поверхности с помощью проводимых с самолетов или спутников съемок в инфракрасных лучах, связанных с тепловым излучением. Одним из интереснейших примеров такого рода за последние годы явилось случайное перекрытие съемкой в инфракрасных лучах, переданной метеорологическим спутником, упомянутого на стр. 109 извержения считавшегося потухшим вулкана Беренберг на острове Ян-Майен 20 сентября 1970 г.

Однако температурные измерения являются переходом к *геохимическим исследованиям* вулканических газов и вод, проводимых, как правило, одновременно с первыми.

О проблеме отбора газовых проб и некоторых общих результатах их анализов уже говорилось выше в связи с рассмотрением вулканических газов. Очевидно, такие исследования могли бы приобрести значение и для прогноза извержений вулканов, поскольку перемещение магмы, особенно если речь идет о вязких средних и кислых расплавах, весьма ограничено, в то время как отделяющиеся от нее газы, напротив, легкоподвижны и могут подниматься по тончайшим трещинам в вулканической постройке. При внедрении магмы в приповерхностные части земной коры может происходить изменение или даже разрушение структур фундамента, вызывающее не только нарушение циркуляции подземных вод, но и переход газов в раствор. Таким образом, можно ожидать, что продолжительные наблюдения за колебаниями подземных вод в фумаролах, гейзерах и источниках приведут к выводам об изменениях в вулканической активности. Разумеется, наблюдения за выходами вулканических газов и вод ограничены земной поверхностью. В отличие от названных выше геофизических методов они не могут дать сведений о положении магмы, ее количестве и скорости перемещения.

Для химико-аналитических исследований используется много различных методов, описание которых выходит за рамки нашего изложения. Помимо определения отдельных компонентов в вулканических газах и некоторых ионов, а также значений рН в водах большую роль играет и определение количественных соотношений, например S/Cl, F/Cl, Cl/CO₂ и т. д., а также соотношений изотопов. Исследования включают в себя, как уже отмечалось, температурные измерения, измерения количества выходящих газов и вод в единицу времени, а также изучение вида и количества возгонов и отложений источников.

Важным индикатором для прогноза извержений может служить, например, наблюдение за содержанием серы и хлора, а также за изменением их количественных соотношений. Была установлена связь между заметным повышением содержаний этих компонентов в газах фумарол камчатских вулканов Ключевской сопки, Безымянного и Шивелуча, а также Эбеко и вулкана Заварицкого на Курилах и возрастанием их активности, в частности перед извержениями. Аналогичные наблю-

дения были сделаны также на вулкане Асама в Японии. Тем не менее имеющийся к настоящему времени фактический материал еще слишком ограничен, чтобы делать далеко идущие выводы.

В последнее время благодаря использованию хроматографических методов анализа обработка аналитических данных при исследовании вулканических газов была существенно упрощена и ускорена. Бельгийским химиком Эльскенсом, который совместно с вулканологом Тазиевым трудился над дальнейшим развитием анализа вулканических газов, был усовершенствован газовый телехроматограф, с помощью которого стало возможным передавать данные анализов радиотелеметрическим способом. Таким образом, в ближайшем будущем, как с уверенностью заметил советский вулканолог Г. С. Горшков, можно ожидать быстрого накопления данных о связях между составом и температурой фумарольных газов и состоянием вулкана, причем значение этих данных для предсказания извержений значительно повысится.

Меры защиты от вулканических извержений

В густонаселенных вулканических областях не было недостатка в попытках противостоять опасности, которую несут с собой извержения вулканов для людей и материальных ценностей, и в этой области следует отметить некоторые успехи вулканологии, достигнутые в результате обстоятельного изучения и надзора за вулканами. Целый ряд *активных защитных мероприятий*, осуществленных в угрожающих ситуациях, сопровождался по крайней мере частичным успехом. В вводной главе уже рассказывалось об одной из таких попыток во время извержения вулкана на острове Хеймаэй, где удалось в результате охлаждения проникшей в город лавы сильными струями воды перевести ее в твердое состояние и этим спасти большую часть города.

Мы не знаем, когда человек впервые стал активно защищаться от грозящей ему со стороны вулканов опасности. Возможно, это была попытка — хотя и тщетная — отклонить наступавший широким фронтом лавовый поток, разрушивший в конце концов город Катанию, во время упомянутого выше большого извержения Этны в

1669 г. Это предприятие было с самого начала обречено на неудачу, поскольку проводилось не только слишком поздно, но — не говоря уже о прочих обстоятельствах — и недостаточными средствами. Тем не менее оно заслуживает упоминания. Когда покрытый шлаковой коркой лавовый поток, направлявшийся в город, не удалось остановить с помощью баррикад, именитый гражданин дон Диего Паппальярдо собрал полсотни храбрецов. Завернувшись во влажные шкуры, чтобы защитить себя от жара, они попытались кирками и ломами пробить шлаковую корку с западной стороны лавового потока. И невероятное удалось. Лишь с трудом люди спаслись от вырывавшегося с силой огненного потока. Однако изливавшаяся в боковом направлении лава продвигалась теперь в направлении Патерно. Когда там стало известно о действиях Паппальярдо, то в связи с угрожающей городу опасностью из него выехало 500 тяжеловооруженных воинов и под звуки труб и грохот барабанов прогнали Паппальярдо вместе с его людьми, так что прорвавшаяся лава вскоре вновь застыла.

Хотя предприятие Паппальярдо и потерпело неудачу, в его основу был положен принцип, который используется и в настоящее время для активной защиты, т. е. предложенная вулканологом Джаггаром в 1931 г. бомбардировка лавовых потоков с целью их отклонения. Впервые она была использована в 1935 г. при извержении Мауна-Лоа, создавшем угрозу городу Хило. Этот город, представляющий собой важнейший порт самого крупного из Гавайских островов, лежит у окончания впадины, образовавшейся между старыми лавовыми потоками Мауна-Лоа и Мауна-Кеа и используемой также рекой Уэйлуку. Неоднократно, как, например, во время описанного на стр. 119 извержения Мауна-Лоа в 1881 г., впадина использовалась потоками лавы, движущимися в направлении Хило. В 1935 г. при извержении Мауна-Лоа городу вновь угрожал лавовый поток. Джаггар, учитывая рельеф, наметил два места, благоприятных для отведения движущейся вперед лавы, покрытой шлаковой коркой, в боковом направлении; тем самым достигалась разгрузка лобовой части потока. 27 декабря подходящий момент, по-видимому, наступил, и была произведена бомбардировка шлаковой корки в

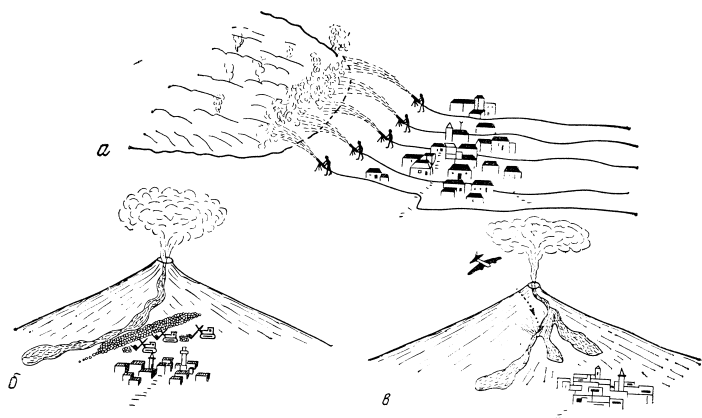


Рис. 68. Меры защиты от лавовых потоков или способы их отклонения при угрозе населенным пунктам или сельскохозяйственным угодьям: *а* — охлаждение продвигающегося фронта лавы струями воды с целью остановить лавовый поток перед защищаемым объектом (Хеймаэй, Исландия, 1973); *б* — вал, сооруженный в кратчайший срок бульдозерами, для отклонения лавового потока (Килауэа, Гавайи, 1955); *в* — бомбардировка и достигнутое при этом разрушение корки в боковой части лавового потока, угрожающего селениям, с целью вызвать сток огненно-жидкой лавы в боковом направлении (Мауна-Лоа, Гавайи, 1935, 1942).

боковой части лавового потока. Успех был поразительным. Если к моменту бомбардировки скорость продвижения фронта лавы составляла почти 250 м/ч, то к полудню следующего дня — лишь 14 м/ч, а спустя 18 ч она остановилась. Результат был столь удивительным, что скептики рассматривали его как случайность, считая, что лавовый поток и без того остановился бы. Вторая бомбардировка была предпринята в 1942 г. в той же области и с таким же результатом. Эта форма активной защиты свидетельствует, по-видимому, о том, что потоки лавы более чувствительны к помехам, чем обычно считают, и попытки их отклонения при благоприятных особенностях рельефа являются вполне надеживающимися (рис. 68).

Другой способ отклонения или задержки лавовых потоков, использовавшийся еще в 1669 г. при защите города Катания от надвигающейся с Этны лавы, за-

ключается в сооружении защитных стен, плотин или валов. Так, Лайель сообщал, что Катания была окружена стенами, которые хотя и задерживали лавовый поток, но все же были недостаточно высокими, и лава переливалась через них, образуя каскады. При дальнейшем ее продвижении, как уже отмечалось, Паппальярдо организовал настоящую «борьбу на баррикадах» против лавы. При извержении Везувия в 1906 г. продвигавшийся лавовый поток в течение нескольких часов достиг стены кладбища в Торре-Аннунциате, где был задержан и разделен на два рукава. При изучении последствий извержения вулкана Парикутин в Мексике (см. стр. 164—167) Буллард пришел к выводу, что по крайней мере бóльшую часть города Сан-Хуан-де-Парангарикутиро, разрушенного лавовым потоком в 1944 г., можно было бы спасти с помощью удачно расположенного барьера. Во многих местах он наблюдал, что лава останавливалась или отклонялась благодаря тому, что встречались природные барьеры, а более мелкие препятствия даже расчленили лавовый поток. Неоднократно использовалось и сооружение валов с целью придать лавовым потокам другое направление; в настоящее время это может быть осуществлено с помощью бульдозеров довольно быстро. Так, в 1955 г. при извержении Килауэа в течение 4 ч был сооружен вал протяженностью 300 м и высотой 3 м, защитивший плантации от уничтожения.

Еще одна интересная мера активной защиты была предпринята при извержении вулкана Келуд на Яве. Опасность, таящаяся в этом двухвершинном вулкане, известном уже несколькими катастрофическими извержениями, состояла главным образом в том, что в западном действующем кратере находилось озеро, заключавшее до 44 млн. м³ воды, которая при сильных эксплозивных извержениях выбрасывалась из кратера и, смешиваясь с рыхлым материалом, превращалась в опустошающие горячие грязевые потоки. После того как в 1586 г. в жертву одному из извержений такого рода было принесено около 10 000 человек, а за последующие столетия произошло еще несколько извержений, имевших тяжелые последствия, в 1919 г. в результате эксплозий опять было выброшено около 38 млн. м³ воды, а в грязевых потоках нашли свою смерть 5500 че-

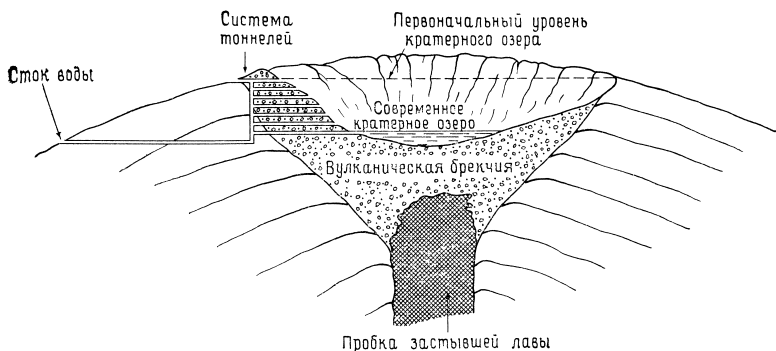


Рис. 69. Для уменьшения опасности, вызываемой разрушительными грязевыми потоками, неоднократно сходящими с вулкана Келуд (остров Ява) и причиной которых являлось огромное озеро в стенке кратера, с 1927 г. была заложена система тоннелей с целью спустить большую часть воды кратерного озера.

ловек. Поэтому было решено соорудить систему тоннелей, которые отводили бы бóльшую часть воды, препятствуя тем самым образованию грязевых потоков таких катастрофических масштабов (рис. 69). Хотя с помощью этой меры и удалось достичь некоторого успеха, однако прочие опасности, связанные с эксплозивными извержениями этого вулкана, отнюдь не были устранены; это показало крупное извержение в 1966 г., когда выбросами пепла и потоками лавы был причинен ущерб на 20 км вокруг, разрушено 9 селений и плантаций и погибло около 1000 человек. Вообще, для вулканов с эксплозивной деятельностью, извержения которых нельзя предвидеть, вряд ли возможно достичь бóльших успехов в защите людей и материальных ценностей с помощью активных защитных мер.

Почему же, спрашивается, вообще заселяются области, опасность проживания в которых очевидна? Или: почему живущее там население не переселится куда-нибудь в другое место? Здесь, однако, неизбежно возникают демографические и экономические проблемы, которые вряд ли можно разрешить подобным образом. Многие из вулканических областей не только принадлежат к числу наиболее густонаселенных областей Земли, но иногда охватывают значительные части отдельных государств, таких, например, как Япония, Филиппины,

Индонезия, Никарагуа, Гватемала, Сальвадор и другие. Невозможность переселения целых народов или перераспределения населения отдельных стран при постоянно возрастающей его численности очевидна. Далее, вулканические области, в которых расположены вулканы с эксплозивным типом деятельности, извергающие пепел, относятся к числу плодороднейших, наиболее щедро наделенных природой всем необходимым для сельского хозяйства. Вулканический пепел содержит почти все необходимые для роста растений питательные вещества и формирует легкие воздухо- и водопроницаемые почвы, возрождаемые после каждого выпадения вулканического пепла или пыли. Не представляется возможным ни отказаться от столь важных источников питания для человечества, ни побудить укоренившееся там в течение многих поколений сельское население покинуть столь легко возделываемые и неистощимые земли. Тем большее значение приобретают *меры пассивной защиты*. Важнейшими из них являются: вулканологическое районирование и вытекающие из него меры предосторожности, описанный выше надзор за вулканами и прогноз извержений, хорошо действующая система предупреждений и детально разработанные планы своевременной эвакуации.

Вулканологическое районирование состоит в подробном исследовании вулканических областей и составлении карт, по которым путем нанесения всех важных факторов может быть ясно определена степень опасности, которую представляет для окружающих районов тот или иной вулкан. Такие карты содержат, кроме того, указания в выборе путей спасения при необходимых в определенных случаях эвакуациях. Должны быть также обозначены побережья, опасные в отношении цунами. На основе такого районирования можно давать распоряжения о закладке поселков и промышленных сооружений. Надзор за вулканами и прогноз ожидаемых извержений осуществляются большим числом обсерваторий и институтов, которые берут на себя также службу предупреждения. В этих условиях стало возможным спасти жизни тысяч людей в некоторых густонаселенных странах, особенно в Японии и Индонезии, где с давних времен действуют хорошо организованные службы предупреждения.

Об использовании вулканизма

Из чтения предыдущих глав, в которых излагались не только основные представления о вулканизме современной и предыдущих эпох и формах его проявления, но описывались также и происходившие время от времени разрушительные вулканические катастрофы, которые нередко уносили тысячи человеческих жизней, а в раннюю историческую эпоху даже превращали в руины государства и уничтожали целые культуры, могло сложиться представление, что вулканизм является одной из природных стихий, исключительно враждебных по отношению к человеку. Однако необходимо смягчить эту картину и несколько больше сообщить о его положительных сторонах. Несколько больше, потому что «творческая» деятельность вулканизма по созданию особого хода развития нашей планеты и ее органического мира была особенно подчеркнута в историко-геологическом аспекте в разделе «Без вулканизма — ни атмосферы, ни гидросферы, ни жизни!» (см. стр. 202—205). Уже одно это могло бы послужить столь всеобъемлющим свидетельством в пользу вулканизма, что причиненный им ущерб как бы отступает в тень. Однако в дальнейшем мы не будем останавливаться на этом вопросе, а укажем на ту конкретную пользу, которую вулканизм принес и постоянно приносит людям.

Итак, несмотря на то что вулканические выбросы причиняют большой ущерб, вулканические пеплы являются ни с чем не сравнимым улучшающим и возрождающим почвы фактором. Они обуславливают исключительное плодородие почв, поставляя растениям необходимые для них вещества. Вулканические пепловые почвы являются, кроме того, рыхлыми, хорошо обводнен-

ными и легко обрабатываемыми. Виноград, рис, злаковые культуры и кофе дают на них высокие урожаи. Вулканические пеплы и пыль, переносимые ветром и водой, способствуют улучшению почв на сравнительно большом удалении от вулканов. Однако и некоторые из лавовых потоков относительно легко выветриваются и через несколько лет становятся пригодными для возделывания. В других случаях эти почвы оказываются пригодными для культивирования тропических фруктов, чему способствует длительная теплоотдача из фундамента.

Кроме того, вулканические минералы и породы, например пемза, с давних пор используются в различных областях. Самым знаменитым месторождением чистой пемзы является Монте-Пелато на острове Липари, где ее скопления большой мощности были образованы во время грандиозного извержения в VI в. Пемза, добываемая в карьерах, используется для приготовления легкого бетона, как средство для шлифования, полировки и чистки, в бумажной промышленности и для других целей. Некоторые лавы служат строительным материалом. Если же принять во внимание вулканические продукты геологического прошлого, то понадобилось бы выйти далеко за рамки нашего изложения, чтобы назвать даже самые важные из них и указать на различные области их использования. Диабазы, базальты, андезиты, порфиры, липариты и родственные им породы добываются во всем мире как ценный строительный материал. Туфовые разновидности этих «твердых» пород — цементированные вулканические пеплы — в связи с их меньшей твердостью не только могут доводиться до требуемого размера с помощью пилы и резца, но при особенно тонкозернистом сложении служат отличным материалом для скульптурных работ. Среди минералов, образование которых связано с деятельностью вулканов, особое значение для химической промышленности имеют сера, борная кислота, киноварь и нашатырь.

Концепция «новой глобальной тектоники» представила в несколько ином свете значение вулканизма, пошатнув прежние доктрины. Это относится, в частности, к определенным представлениям в отношении образования *месторождений полезных ископаемых*. Еще совсем недавно существовала точка зрения о «стерильности»

вулканогенных формаций в отношении руд. Однако интерес к исследованию океанических рифтовых зон привел к открытию весьма примечательных особенностей, свидетельствующих об обратном. Например, при промерах глубин в рифтовой зоне Красного моря были обнаружены отдельные впадины, при более детальном изучении которых выявлено существование трех слоев воды, отчетливо различающихся по температуре. В то время как придонные воды Красного моря имели обычно температуру 22 °С и соленость 40,5‰, температура во впадинах возрасла до 58,4 °С, а соленость — до 257‰, а в отдельных случаях — до 326‰. Температуры, наблюдавшиеся в залегающих ниже донных осадках, достигали даже 62,3 °С. Горячий рассол, заполняющий впадины, — мутный, светло-коричневый. Его окраска обусловлена высоким содержанием соединений железа и марганца, сопровождаемых повышенными концентрациями меди, кобальта, цинка, никеля, свинца и следами других металлов, образовавших там как бы «жидкое месторождение». Еще большее значение приобретает находящийся на дне впадин рудоносный ил, содержащий, в частности, 29% Fe, от 3 до 8,9% Zn, от 1 до 3,6% Cu, 0,1% Pb и другие металлы в форме сульфидов и окислов, а кроме того, 54 г/т Ag и 0,5 г/т Au.

Аналогичные результаты были получены и в других океанических рифтовых зонах, например советскими учеными на подводном хребте Карлсберг в Индийском океане (рейс исследовательского судна «Академик Курчатов»). Путем драгирования там были обнаружены претерпевшие зеленокаменное перерождение базальты, содержащие кварцевые прожилки со скоплениями сульфидов, в которых установлено, в частности, до 5% Cu, 400 г/т Zn и повышенное содержание ртути и серебра. Пробы серпентинизированных перидотитов, взятые в той же области, содержали касситерит, пирит, медный колчедан, апатит, а также повышенные количества меди, цинка, ртути и серебра. Тем же исследовательским судном в 1969 г. были обнаружены концентрации соответствующих металлов в области Срединно-Атлантического хребта вблизи Азорских островов. Исследователи пришли к выводу, что рифтовый вулканизм сопровождается выносом из верхней мантии как соединений металлов, так и кремнекислоты и щелочей. Аналогичные

соображения были высказаны в отношении происхождения по крайней мере части рудных концентраций в областях субдукции «Тихоокеанского огненного кольца».

Очень часто встречаются указания на то, что на склонах и в кратерах действующих материковых вулканов промышленные скопления руд встречаются редко. Тем не менее в fumarолах, сольфатарах и горячих источниках современных вулканов постоянно устанавливается присутствие значительных количеств соединений металлов, встречающихся в рудных месторождениях. Например, в Долине Десяти Тысяч Дымов на Аляске находили большое число рудных минералов, в том числе магнетит, пирит, галенит, сфалерит и молибденит, отложившихся в пористых породах. В северном Чили, вблизи Эль-Лако, в области современной вулканической активности на высоте почти 5000 м были найдены крупные выделения магнетита, гематита и апатита, тесно связанные с кислыми (дацитовыми) туфами и лавовыми потоками. Аналогичные проявления известны и в связи с более древним, даже докембрийским, вулканизмом. Одним из самых известных, хотя все еще дискуссионных, примеров представляются знаменитые магнетит-гематит-апатитовые рудные залежи Кируны в северной Швеции, залегающие в виде силлов (пластовых жил) между потоками порфиров, перекрытых туфами и туфогенно-осадочными породами. Намечаются также тесные связи между меловым — третичным вулканизмом и месторождениями порфириновых медных руд Перу, Чили, Сальвадора и западных областей США. Известны месторождения трубообразной формы (так называемые Pipes — трубки) с необычно высокими содержаниями меди. К этим примерам можно было бы добавить и большое число других.

Наконец, в различных областях Земли во все возрастающем количестве извлекается и непосредственно используется содержащаяся в вулканических парах и горячих водах *тепловая энергия* для обогрева и работы электростанций. В связи с этим остро стоит проблема борьбы с коррозией или деформацией трубопроводов, а также иными нарушениями режима работы, обусловленными высоким содержанием минеральных компонентов в парах и водах; в общем проблема разрешима, и отча-

сти даже с выгодой. При достаточно высокой технике использования оказалось возможным добывать эти вещества и на базе электростанций развивать химическое производство. Исторически эта форма использования началась с добычи химических продуктов в Лардерелло (Северная Италия). Там встречаются выходы паров («соффиони») — отдаленные последствия давно затухшего вулканизма, — конденсаты которых накапливаются в так называемых «лагунах». Еще в 1777 г. удалось извлечь из них борную кислоту и получить буру, которая до этого импортировалась из стран Востока. Со временем здесь образовалось небольшое химическое производство, для которого одновременно использовалось тепло паров соффиони. Однако лишь в 1904 г. началось одновременное производство электроэнергии с помощью динамомашин с поршневым двигателем для освещения химических заводов. Технический прогресс привел к тому, что уже в 1916 г. работали 3 генератора мощностью 3000 кВт, причем в связи с корродирующим воздействием пара последний использовался пока для нагревания чистой воды, которая вращала турбины. Приблизительно в это же время приступили к проходке буровых скважин с целью получения более нагретого пара, и был приобретен опыт получения минеральных примесей из него. В настоящее время Лардерелло располагает крупнейшей в мире «геотермальной» электростанцией мощностью около 380 МВт. Химические заводы поставляют буру, двуокись углерода (преимущественно в форме «сухого льда»), аммиак, углекислый аммоний, перборат натрия, хлористый аммоний, борат марганца и карбид бора.

С давних пор используются также горячие источники в Исландии вблизи Рейкьявика в купальнях и прачечных, с их помощью осуществляется выпаривание морской воды для получения соли и обогреваются теплицы. В 1928 г. горячую воду провели в Рейкьявик для отопления больницы, школы и плавательного бассейна. Достиженные при этом успехи привели к решению распространить такой вид отопления на весь город. Для этой цели дополнительно к природным источникам горячих вод было пробурено некоторое число скважин, из которых пошла вода с температурой от 87 до 138 °С. Таким путем удается обогревать около 90% домов столицы Ис-

ландии. Аналогичная отопительная система была установлена в городе Сельфосс, к юго-востоку от Рейкьявика, вблизи которого, в Хверагерди, также была сооружена первая в Исландии геотермальная электростанция. Вторая строится; в 1978 г. предусмотрено достичь мощности 120 МВт.

На острове Северный Новой Зеландии аборигены маори с давних пор используют природные источники горячей воды в зоне Таупо для приготовления пищи и прочих целей. Начатые еще в 1940 г. буровые работы по разведке значительных проявлений пара привели к сооружению геотермальной электростанции Ваиракеи мощностью 193 МВт.

Аналогичные электростанции известны, кроме того, в Японии и в штате Калифорния (США), а также строятся или планируются в других областях, например в Индонезии, на Филиппинах, в Мексике и других странах Центральной Америки. На Камчатке в районе Авачинской сопки планируется путем бурения глубоких скважин получить пар с температурой до 500 °С и соорудить электростанцию мощностью 1000 МВт.

Географическое размещение вулканов

В большинстве работ по вулканологии приводятся списки действующих вулканов Земли, то же самое бывает представлено в виде каталогов. Приводимые данные о их количестве заметно расходятся, составляя в общем около 500. Однако мы должны ясно представлять себе, что эти цифры относятся преимущественно к известным вулканам континентов и островов, т. е. примерно к одной трети земной поверхности. Что касается морского подводного вулканизма, распространенного на гораздо большей части земной поверхности, то мы знаем о нем очень мало. Если в современных списках для 10—20% от общего числа действующих вулканов Земли характерны подводные извержения, то при этом речь идет преимущественно о таких, которые можно наблюдать в непосредственной близости от краев материков или островов или же в более отдаленных морских областях. Остается совершенно неизвестным, какие вулканические явления совершаются в области рифтовых зон срединно-океанических хребтов или других океанических зон разломов под толщей воды в несколько тысяч метров. В первой главе указывалось на значение вулканизма океанических рифтовых зон для постоянного новообразования океанической литосферы, или дна океана. Без сомнения, не все рифтовые зоны в равной степени активны; однако, если вспомнить, что система рифтов, охватывающая всю Землю, имеет в длину почти 70 000 км и что только на одном доступном наблюдению отрезке, в Исландии, на протяжении около 400 км насчитывается 28 действующих или действовавших в историческую эпоху вулканов, к которым следует добавить еще 5 наблюдавшихся подводных извержений, то

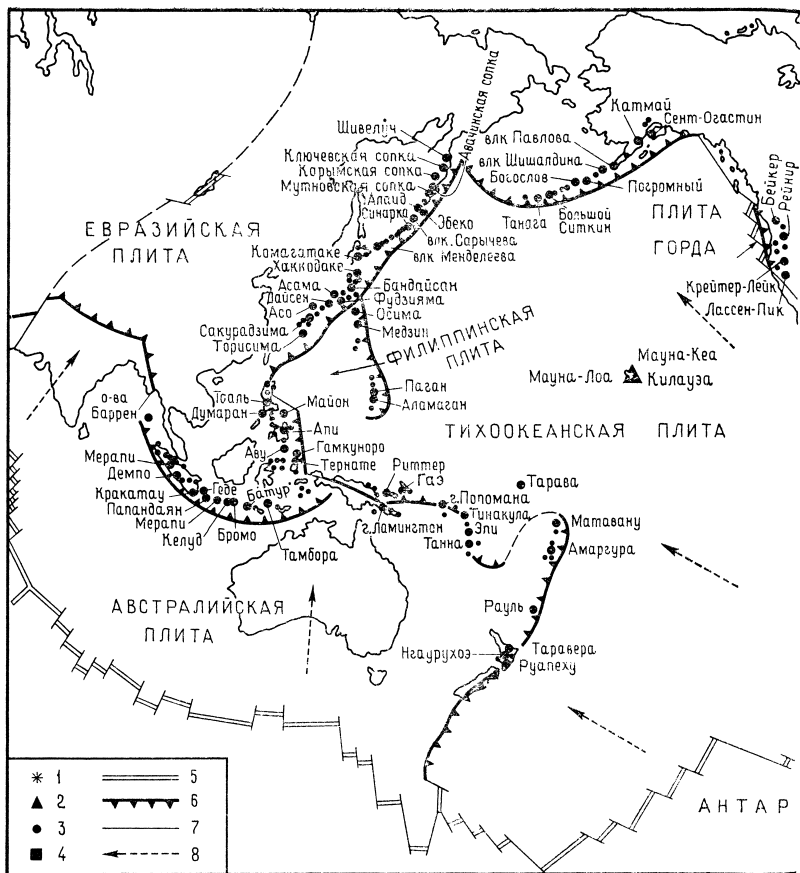


Рис. 70. Распространение важнейших действующих вулканов Земли и их океанических рифтовых зон; 2 — океанические «внутриплитовые» вулканы; 5 — рифтовые зоны; 6 — зоны субдукции; 7 — трансформные раз-

можно составить хотя бы приблизительное представление о том, что может происходить на всем протяжении мировой рифтовой системы или сколько «вулканов» могут находиться в ее пределах. К этому следует добавить также едва изученный океанический межплитовый вулканизм.

Но и для вулканов, находящихся на континентах или островах, не во всех случаях можно знать наверня-



связь с границами литосферных плит (см. стр. 314—315). 1 — вулканы ны; 3 — вулканы зон субдукции; 4 — вулканы материковых рифтовых ломы; 8 — направление перемещения плит.

ка, какие из них могут быть причислены к «действующим». Во все времена с ними были связаны неприятные неожиданности, и вулканы, считавшиеся потухшими, внезапно вновь становились заметны, иногда в результате катастрофических извержений. Примеры такого рода представляют Везувий и Ламингтон. И в отношении «сульфатарно» действующих вулканов не может быть уверенности в том, что тот или другой неужи-

данно не начнет действовать. К этому следует добавить и вновь возникшие вулканы, такие, как Монте-Нуово, Хорульо, Парикутин и др. Все это следует учитывать при составлении таблиц.

Действующие материковые и островные вулканы
(см. также обзорную карту, стр. 312—313)

	Количество вулканов в отдельных районах	во всей об- ласти
Атлантический океан		45
Срединно-Атлантический хребет (ОР)		
Остров Ян-Майен	1	
Исландия	28	
Азорские острова	5	
Острова Тристан-да-Кунья	1	
Глубоководные впадины (ОВ)		
Канарские острова	3	
Острова Зеленого Мыса	1	
Островные дуги западной окраины (С)		
Малые Антильские острова	6	
Пояс складчатых сооружений Евразии (С)		15
Италия — Сицилия	8	
Эгейское море	3	
Полуостров Малая Азия, Армения, Иран	4	
Африка — Аравийский полуостров (КР)		24
Аравийский полуостров	4	
Красное море	2	
Эфиопия	6	
Восточная Африка	7	
Центральная Африка	4	
Западная Африка	1	
Индийский океан (ОВ)		3
Коморские острова	1	
Остров Реюньон	1	
Остров Кергелен	1	
Тихий океан (ОВ)		15
Гавайские острова	4	
Остров Сан-Бенедикто	1	
Острова Галапагос	9	
Острова Хуан-Фернандес	1	

Тихоокеанский пояс (С)

Островные дуги северной и северо-западной окраины	
Аляска	12
Алеутские острова	26
Камчатка	19
Курильские острова	32
Япония	38
Бонин-Марианская дуга	12
Островные дуги и архипелаги юго-западной окраины	
Филиппинские острова	14
Остров Новая Гвинея	8
Остров Новая Британия	6
Острова Адмиралтейства	1
Соломоновы острова	2
Острова Санта-Крус	1
Острова Новые Гебриды	6
Острова Самоа	3
Острова Тонга	5
Острова Кермадек	1
Новая Зеландия	6
Острова Баррен	1
Остров Суматра	12
Остров Кракатау	1
Остров Ява	23
Малые Зондские острова	20
Море Банда	7
Остров Целебес	8
Остров Сангихе	4
Остров Хальмахера	6
Восточная (тихоокеанская) окраина материка Америки	
Северная Америка	9
Мексика	11
Коста-Рика	7
Никарагуа	11
Сальвадор	7
Гватемала	8
Колумбия	7
Эквадор	7
Перу, Боливия	7
Чили, Аргентина	22

Антарктида 9

Всего: 481

9

ОР — вулканизм океанических рифтовых зон
 ОВ — океанический внутриплитовый вулканизм
 С — вулканизм зон субдукции
 КР — континентальный рифтовый вулканизм

В списке действующих вулканов, приводимом нами в заключение, представлены исключительно вулканы, известные на материках и островах, и по изложенным выше причинам он может постоянно претерпевать небольшие изменения. Данные относительно мест подводных извержений в список не включены в связи с их неполнотой.

Независимо от того, что таблица не дает какого-либо представления о масштабе океанического рифтового вулканизма, она все же подчеркивает необычное глобально-тектоническое значение зон субдукции в обрамлении Тихого океана с большим числом расположенных там вдоль края континентов и на островах вулканов.

Список литературы

- Bemmelen R. W. van:* Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the U.S.A. — *Geol. Mijnbouw* 40 (1961) 399—411.
- Benek R. G., Katzung u. G. Föllig:* Variszischer subsequenter Vulkanismus und tektonogene Entwicklung im Gebiet der DDR. — *Jb. Geol.* 7/8 (1976) 17—31.
- Boettcher A. L.:* Volcanics and orogenic belts — The origin of Andesites. — *Tectonophys.* 17 (1973) 223—240.
- Брюханов В. Н., Глуховский М. С., Ставцев А. Л.* Кольцевые структуры Земли. — *Природа*, 1977, № 10, с. 54—65.
- Brousse P.:* Recueil des analyses chimiques de roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France. — *Bull. Serv. Carte Geol. France* 263, Paris 1966.
- Bullard F. M.:* The Story of Paricutin. — *Scientific Monthly* 65 (1947) 357—371.
- Bullard F. M.:* Volcanoes. — 2. Aufl. Austin 1962.
- Cotton C. A.:* Volcanoes as landscape forms. — New York u. London 1969.
- Dewey J. F.:* Plate Tectonics. — *Sci. Amer.* 226 (1972) 56—72.
- Don H., u. F. Bardossi:* Kilauea. Case History of a Volcano. — New York 1968.
- Egyed L.:* Die Erdbeben und die Erde. — *Kl. naturwiss. Bibl., Reihe Physik*, Bd. 14, Leipzig 1971.
- Fielder G. (Herausg.):* Geology and Physics of the Moon. — Amsterdam, London, New York 1971.
- Gass I. G., P. J. Smith u. R. C. L. Wilson (Herausg.):* Understanding the Earth. — Cambridge 1971.
- Green J., u. N. M. Short:* Volcanic Landforms and Surface Features. — Berlin, Heidelberg, New York, 1971.
- Griggs R. F.:* Das Tal der zehntausend Dämpfe. — Leipzig 1928.
- Gunnarsson A.:* Volcano — Ordeal by fire in Iceland's Westmann Islands. — Reykjavik: Iceland Review Books 1973.
- Hedervari P.:* On the energy and magnitude of volcanic eruption. — *Bull. Volcanol.* XXVI (1963).
- Hess H. H.:* The History of Ocean Basins. — In: *Petrologic Studies*, Buddington Vol., *Geol., Soc. Amer.* (1962) 599—620.
- Hutchinson C. S.:* Ophiolite in Southeast Asia. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 86 (1975) 797—806.
- Якубов А. А.* Природные скважины нефти и газа. — «Природа», 1977, № 4, с. 70—81.
- Kerkmann K., u. W. Steiner:* Die Tertiärvulkanite in Nordböhmen (CSSR). — *Wiss. Z. Hochsch. Architekt. u. Bauw.* Weimar 12 (1965) 385—394.
- Kopecky L.:* Tertiary volcanics. — In Svoboda, J., et al.: *Regional Geology of Czechoslovakia*, Bd. I, S. 554—581, Prague 1966.
- Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Тектоника Меркурия. — *Природа*, 1977, № 5, с. 82—89.
- Krenkel E.:* Geologie und Bodenschätze Afrikas. — 2. Aufl. Leipzig 1957.

- Krüger Ch., A. Rittmann, H. Tazieff, W. Decker, E. Poli u. G. Weninger:* Vulcane. — Wien u. München 1970.
- Lacroix A.:* La Montagne Pelée et ses eruptions. — Paris 1904.
- Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. — М.: Наука, 1968, с. 279.
- Lundegardh P. H.:* Neue Gesichtspunkte zum schwedischen Präkambrium. — Geol. Rundsch. 60 (1971) 1382—1405.
- Mac Donald G. A.:* Volcanoes. — Englewood Cliffs (Prentice Hall) 1972.
- McKenzie D. P.:* Speculations on the consequences and causes of plate motions. — Geophys. J. 18 (1969) 1—32.
- Menard H. W., u. H. S. Ladd:* Oceanic Islands, Seamounts, Guyots and Atolls. — The Sea III, 1963.
- Malin M. C.:* Comparison of volcanic features of Elysium (Mars) and Tibesti (Earth). — Geol. Soc. Amer. Bull. 88 (1977) 908—919.
- Marshall P.:* Notes on some volcanic rocks of the North Island of New Zealand. — N. Z. J. Sci. Techn. 13 (1932) 198—202.
- Marshall P.:* Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. — Trans. Proc. Roy. Soc. New Zealand 64 (1935) 323—366.
- Mercalli G. J.:* Vulcani attivi della terra. — Milan 1907.
- Morgan W. J.:* Deep mantle convection plumes and plate motions. — Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. 56 (1972) 203—213.
- Nicholls I. A., u. A. Ringwood:* Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica saturated magmas in the island-arc environment. — J. Geol. 81 (1973).
- Ollier C.:* Volcanoes. — Cambridge 1969.
- Peret F. A.:* The Vesuvius Eruption of 1906. — Carnegie Inst. of Washington, Publ, 399, 1924.
- Pichler H., D. Günther u. S. Kussmaul:* Inselbildung und Magmengene-
se im Santorin-Archipel. — Naturwiss. 59 (1972) 188—197.
- Plinius G. C. S. Minor (P. d. Jüngere):* Erster zweiter Brief an Tacitus. — Übers. in P. Schneider: Vulkanausbrüche in alter und neuer Zeit. — Voigtl. Quellenb. 13, Leipzig 1912.
- Press F., u. R. Siever:* Earth. — San Francisco 1974.
- Rittmann A.:* Vulkane und ihre Tätigkeit. — 2. Aufl. Stuttgart 1960.
- Röllig G.:* Zur Petrogenese und Vulkanotektonik der Pyroxenquarzporphyre (Ignimbrite) des Nordsächsischen Vulkanitkomplexes. — Jb. Geol. 5/6 (1976) 175—268.
- Rose S. v., u. J. Mercier:* Volcanoes. — Geol. Museum London, 1974.
- Ruddel A.:* Les Volcans D'Auvergne. — Clermont-Ferrand 1963.
- Santrůček P., C. Bůžek, L. Kopecký, A. Malecha u. J. Václ:* Tertiary Basins and Volcanics of the Bohemian Massif. — Intern. Geol. Congr. XXIII. Sess., Guide to Excours. 13 AG, Praha 1968.
- Sapper K.:* Katalog der geschichtlichen Vulkanausbrüche. — Straßburg 1917.
- Sapper K.:* Vulkankunde. — Stuttgart 1927.
- Sartorius von Waltershausen W.:* Der Aetna. — Leipzig 1880.
- Schmincke H. U., u. M. J. F. Flower:* Magmenevolution auf atlantischen Vulkaninseln. — Naturwiss. 61 (1974) 288—297.
- Schroeder E.:* Das Bewegungsbild der ozeanischen Kruste und Aspekte globaler Tektonik. — Ber. dtsh. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971) 413—434.
- Schwarzbach, M.:* Eine Karte des quartären und tertiären Vulkanismus in Europa. — Eiszeitalter u. Gegenwart 12 (1961) 5—8.

- Schwarzbach, M.*: Berühmte Stätten geologischer Forschung. — Stuttgart 1970.
- Schwarzbach, M.*: Der Vulkanausbruch auf den Westmännerinseln (Island). — Naturwiss. Rdsch. 26 (1973) 115—117.
- Scrope G. P.*: Volcanoes, the Character of their Phenomena, Their Share in the Structure and Composition of the Surface of the Globe, and Relation to Its Internal Forces with a Descriptive Catalogue of All Known Volcanoes and Volcanic Formations. — London 1825.
- Stoppani A.*: Corso di geologia. — Milano 1900.
- Святловский А. Е.* Атлас вулканов СССР. М.: Изд. АН СССР, 1959, с. 174.
- Tazief H.*: Tore zur Höle. Vulkankunde — das Abenteuer in der Wissenschaft. — Zürich 1956.
- Tazief H.*: About Deep Sea Volcanism. — Geol. Rundsch. 61 (1972) 470—480.
- Tazief H.*: Vulkanismus und Kontinentalwanderung. — Stuttgart 1974.
- Takeuchi, S., S. Uyeda u. H. Kanamori*: Debate About the Earth. — San Francisco 1970.
- Thorarinsson S.*: Surtsey — Geburt einer Vulkaninsel im Nordmeer. — Zürich u. Stuttgart 1966.
- Tokarew, P.*: An a possibility of forecasting of Bezymyannyi eruption, according to seismic data. — Bull. Volcanol. 26 (1963) 378—386.
- Токарев П.* Общие принципы прогноза вулканических извержений. — Сб. «Вулканизм и глубины Земли». М.: Наука, 1971.
- Чирков А. М.* Толбачикское извержение. — Природа, 1976, № 7, с. 78—93.
- Umbgrove, J. H. F.*: Symphony of the Earth. — The Hague 1950.
- Umbgrove, J. H. F.*: The Pulse of the Earth. — The Hague 1947.
- Verbeek, R. D. M.*: Krakatau. — Batavia 1886.
- Vine, F. J.*: Spreading of the Ocean Floor: New Evidence. — Science 154 (1966) 1405—1415.
- Vine, F. J., u. D. H. Matthews*: Magnetic Anomalies over Oceanic Ridges. — Nature 199 (1963) 947—949.
- Vlodavec, V. I.* (s. auch Wlodawez): Die Vulkane der Sowietunion. — Gotha 1954.
- Wagenbreth, O.*: Werner und der Neptunistenstreit. — Freiburger Forsch.-H., Reihe D 11 (1955) 183—241.
- Wegener, A.*: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. — Braunschweig 1915.
- Williams, D.*: Volcanism and Ore Deposits. — Freiburger Forsch.-H. C 210 (1966) 93—113.
- Williams, H.*: Calderas and their Origin. — Univ. Calif. Publ. Bull., Dept. Geol. Sci. 25 (1941) 239—346.
- Wilson, J. T.*: A possible origin of the Hawaiian Islands. — Can. J. Phys. 41 (1963) 863—870.
- Wilson, J. T.* (Herausg.): Continents Adrift. — San Francisco 1970.
- Влодавец В. И.* Вулканы Земли. М.: Наука, 1973, с. 169.
- Wolf, F. v.*: Der Vulkanismus. — Stuttgart 1914, 1923, 1929 u. 1931.
- Zeil, W., u. H. Pichler*: Die Känozoische Rhyolithformation im mittleren Abschnitt der Anden. — Geol. Rundsch. 57 (1968) 48—80.
- The surveillance and prediction of volcanic activity. — Intern. Assoc. of Volcanology — Paris: Unesco 1971. Catalogue of Active Volcanoes of the World, I—XIX. Rom 1950—1968.

Именной указатель

Абих (Abich) 192
Альфано (Alfano) 148
Аристотель (Aristoteles) 5, 169

Бентор (Bentor) 249
Беньофф (Benioff) 27
Буллард (Bullard) 116, 134, 148,
165, 302
Бунзен (Bunsen) 185
Бух (Buch) 86, 87, 246, 247

Вадати (Wadati) 27
Вайн (Vine) 25
Ван Беммелен (van Bemmelen) 80
Вегенер (Wegener) 20, 21, 101
Вербек (Verbeek) 87
Вернер (Werner) 244
Влодавец 76, 144, 145, 191, 272,
283, 296

Галилей (Galilei) 257
Гамильтон (Hamilton) 168
Геродот (Herodot) 76
Гёте (Goethe) 149, 244, 245, 251,
252
Геттон (Hutton) 244
Горшков 287, 299
Грегори (Gregory) 173
Григгс (Griggs) 71, 72, 75
Губкин 193, 194
Гумбольдт (Humboldt) 167, 244
Гуйо (Guyot) 113

Данте Алигьери (Dante Alighieri)
182
Даффилд (Duffield) 201
Де-Врис (De Vries) 136, 137
Декер (Decker) 286, 297
Джаггар (Jaggar) 51, 133, 300
Джонстон (Johnston) 294
Дитц (Dietz) 25
Добини (Daubeny) 49
Дьюи (Dewey) 28
Дэй (Day) 50, 51
Дэна (Dana) 116

Заварицкий 27
Зеленов 5
Зюсс (Suess) 95, 172, 173

Ивасаки (Iwasaki) 53
Иокояма (Yokoyama) 273, 293

Козырев 264
Клоос (Cloos) 21
Конрад (Conrad) 17
Копецки (Kopetsky) 240
Крашенинников 144
Кренкель (Krenkel) 47
Кук (Cook) 112

Лайель (Lyell) 49, 87, 302
Лакруа (Lacroix) 97, 133, 134
Ланде (Landes) 128
Линней (Linné) 97
Лэдд (Ladd) 110
Любимова 34

Маккензи (McKenzie) 27
Маринатос (Marinatos) 276
Маркузе (Marcuse) 120
Маршалл (Marshall) 72, 214
Менард (Menard) 110
Меркалли (Merkalli) 97, 147
Мерсье (Mercier) 94
Миллер (Miller) 205
Мохоровичич (Mohorovicic) 18
Морган (Morgan) 27, 117
Мугга (Muggah) 130
Мэтьюз (Matthews) 25

Накамура (Nakamura) 286
Нейманн ван Паданг (Neumann
van Padang) 297

Опарин 204

Паппальярдо (Pappalardo) 30
Паскаль (Pascal) 247
Пеле, гавайская богиня вулканов
67, 121, 284

- Перье (Périer) 247
Перре (Perret) 168
Петерлонго (Peterlongo) 248
Питмен III (Pitman III) 100
Питч (Pietzsch) 221
Пихлер (Pichler) 214
Плиний Младший (Plinius d. J.)
8, 150—153
Плиний Старший (Plinius d. A.)
151—153, 169
Пресс (Press) 30, 36, 38, 103
Поляк (Poljak) 273
Пулидо (Pulido) 163, 164
- Р**
Райт (Wright) 230
Раст (Rast) 6
Рёллиг (Röllig) 219, 220
Рингвуд (Ringwood) 36
Рикитакэ (Rikitake) 293
Ритман (Rittmann) 7, 8, 46, 47, 68,
84, 85, 92, 139, 158, 159
Рождественский 244
Розе (Rose) 94
- С**
Саппер (Sapper) 137, 283
Свейнссон (Sveinsson) 185
Сенека (Seneca) 150
Сивер (Siever) 30, 36, 38, 103
Скроуп (Scrope) 87, 97, 168
Спартак (Spartakus) 149
Спёрр (Spurr) 72
Стейси (Stacey) 294
Стоппани (Storpani) 97, 156
Страбон (Strabo) 5, 149, 169
- Т**
Тазиев (Tazieff) 51, 52, 57, 69, 72,
175, 179, 299
- Тальвани (Talwani) 100
Танеда (Taneda) 297
Тацит (Tacitus) 8, 151
Токарев 289, 291, 292
Томпсон (Thompson) 129, 131
Торричелли (Torricelli) 247
- У**
Уилсон (Wilson) 117
Уильямс (Williams) 89
Устинова 186
- Ф**
Феннер (Fenner) 72
Филдер (Fielder) 263
Фишер (Fischer) 172
Фридлиндер (Friedlaender) 148
Фридрих (Friedrich) 237
Фуке (Fouqué) 87
- Х**
Хатчинсон (Hutchinson) 224
Хедервари (Hédervári) 273, 274
Хесс (Hess) 25
Холмс (Holmes) 101
- Ц**
Цейль (Zeil) 214
- Ш**
Шварцбах (Schwarzbach) 105
Шепард (Shepard) 50, 51
Штернберг (Sternberg) 252
Штрот (Strom) 263
Штилле (Stille) 7
- Э**
Эльскенс (Elskens) 51, 299
Этвуд (Atwood) 90

Предметный указатель

- Аа-лава 61, 62, 143
Абсолютный возраст вулканитов 99, 100, 115, 175, 230, 241, 249, 250, 253
— — — Луны 258, 259
Абсолютная геохронология *см.* Абсолютный возраст...
Авгит, щелочной 98
Азот 51, 53, 54, 114, 191, 193, 202
Актуализм 195
Альдегиды 205
Аминокислоты 205
Аммиак 53, 149, 202, 204, 309
Амфиболит 206, 208
Амфиболы 40
Андезин 63
Андезит 40, 59, 63, 167, 180, 207, 211, 218—220, 248, 306
Андезитовая лава 142, 144, 147, 162, 169, 211
Андезитовые расплавы, происхождение 44, 45
Анортозиты (лунные) 258
Апатит 307, 308
Аргон 51
Ассимиляция 172
Астенолит 43
Астеносфера 16, 19, 20, 25, 30, 41—43, 113, 117
Атмосфера 202
— Венеры 270
— Марса 268
Атолл 114, 115
Аэрофотосъемка 297
- Базальт** 17, 25, 36, 37, 40, 42, 43, 55—57, 59, 63, 94, 98, 101, 112, 147, 169, 170, 180, 209, 218, 224, 235—239, 247, 248, 250, 306, 307
— щелочной 42, 98, 112, 122, 228
— — оливинный 44
Базальтовая лава 78, 109, 112, 113, 123, 142, 144, 162, 169, 179, 252, 258, 259, 264, 266
«Базальтовый» слой земной коры 17, 29
Базанит 42, 122
Батолит 94, 95
Бомбардировка лавовых потоков 300—301
- Борная кислота 53, 149, 306, 309
Бура, производство 309
- Вкрапленники (в лаве)** 63
Внутреннее строение Земли 15, 16
Внутренняя теплота Земли 32, 38, 198, 272
Вода, вадозная 49, 52
— метеорная 49
— ювенильная 49
Водяной пар 49—53
Водопад 232
Водород 51, 54, 203
Возгоны *см.* Сублиматы
Воздушная ударная волна 136
«Волосы Пеле» 67, 121
Вулкан, гигантский 171, 176, 177, 268, 269
— грязевой *см.* Грязевой вулкан
— двойной 91, 92, 147
Вулкан, кольцевой 91
— линейный 77, 78, 107
— определение 76, 96
— подводный 12, 13, 142, 154, 205, 311, фото 8
— трещинный *см.* Вулкан, линейный
— центральный 77—79, 82—84, 86, 171
— щитовой 82, 83, 113, 115, 118, 264, 269, 270
Вулканизм, внеземной 255—271
— вторичный (на Луне) 259
— высокоэксплозивный 126, 127, 140, 142, 156
— зон субдукции 30, 31, 98, 123, 125, 142, 148, 312—315
— континентальный (материковый) рифтовый 30, 31, 85, 98, 170, 172, 234, 235, 312—315
— новейший 91, 235, 245—254
— океанический внутриплитовый 30, 31, 79, 83, 98, 110, 111, 118, 122, 312—315
— — рифтовый 13, 14, 26, 30, 31, 79, 98—102, 234, 311—316
— смешанный эксплозивно-эффузивный 98, 126, 140, 141, 145, 147, 156, 171
— субсеквентный 212

- формы, проявления, классификация 98
- Вулканиды *см.* Вулканические горные породы
- Вулканическая деятельность, классификация 97, 98
- — смешанная 84
- — сольфатарная 137, 169, 178, 181
- — умеренная 167
- — фузарольная 89, 181
- — эксплозивная 49, 56
- Вулканическая зона 139, 187
- катастрофа *см.* Вулканическое извержение катастрофическое
- область 85, 89, 189, 219
- провинция 238, 250
- энергия 272
- Вулканические бомбы 64, 65, 77, 84, 127, 145
- выбросы 9, 11—13, 41, 64—67, 69, 71, 86, 87, 89, 104, 122, 137, 140, 145, 146, 156, 161, 162, 177, 215, 220, 275—283, фото 2—4
- газы 41, 48—54, 107, 128, 140, 145, 161, 181, 205, 278, 297—299
- горные породы, определение 39
- почвы, пепловые 304—306
- постройки 48, 55, 76, 77, 82—84, 92, 96, 116, 145, 146, 196, 212, 237, 261
- — сложные 85, 91
- шлаки 127, 250—252, 286
- явления, сопутствующие 190
- Вулканический конус 57, 85, 86, 91, 143, 146, 245, 250
- — насыпной 84, 125
- — пепловый 176, 248
- — шлаковый 89, 249, 291, 292
- кратер *см.* Кратер...
- ландшафт 171, 175, 234—237, 250
- массив 147, 159, 179, 239, 240
- пепел 9—11, 64—66, 68, 70, 71, 73, 104, 106, 109, 126, 135, 138, 139, 144, 145, 152—155, 160, 213, 218, 238, 248, 250, 286, 304, фото 5
- пояс 125, 240
- Вулканический центр 12, 61, 92, 116
- Вулканическое извержение, боковое 87, 291
- — газовое 199
- — игниобритовое 71—75, 207—209, 212—218, 222
- — катастрофическое 58, 64—66, 71, 75, 82, 91, 106, 107, 125, 127—131, 135, 136, 154, 160, 162, 212, 272, 275—283, 286, 302
- — линейное (линейного типа) 79, 80
- — «начальное» 150, 287
- — одноактное 91
- — «первичное» 64, 154
- — площадное 55, 103
- — подводно-морское 56—58, 67—69, 98, 110, 175, 228, 274
- — подледное 58, 102, 108
- — субаэральное 56, 58
- — трещинное 55, 79, 104, 107, 121, 162
- — фреатическое 80, 115, 121, 140
- — центральное 121
- — эксплозивное 43, 56, 58, 65, 78, 79, 82, 107, 109, 115, 118, 135, 137, 145—147, 156, 160, 165, 187, 249, 250, 252, 274—282, 286, 297, 302, 303, фото 1
- Вулканическое облако 9, 12, 48, 66, 69, 109, 122, 141, 151, 157, 162, 166—168, 174, 177, 179, фото 3
- — пиниеобразное 151, 156, 157
- Вулканическое плато 213
- Вулканическое стекло 63, 68
- Вулканоогическая обсерватория 284, 287, 304
- Вулканоогический институт 284, 285, 289—291, 304
- Вулканоогическое районирование 304
- Вулканоогия 6, 120, 133, 299, 311
- Вулкано-тектоническая депрессия 80, 81, 95, 209, 212, 213, 216, 219
- Выветривание 203, 207, фото 8
- Выжатое тело *см.* Экструзивное тело
- Выжатый купол *см.* Экструзивный купол
- Вязкость лавы 55, 58
- Габбро 17, 40, 224, 227
- Габброиды 101
- Газовая туманность 197
- Газовые эманации 181

- Газы, вулканические *см.* Вулканические газы
 Гайоты 98, 113
 Галенит 308
 Галька вулканических пород 197, 207, 218, 222
 Гарцбургит 47
 Гастроподы 222
 Гейзер 61, 79, 142, 180, 183—189, 212, 213, 253
 Гейзерная труба 188
 Гейзерное поле 190
 Геллефлинта 207
 Гематит 229, 308
 Гематитовые руды 229
 Геодезические измерения 287—289
 Геологическое исследование вулканов 285
 Геомагнитные методы 293—295
 Геомагнитное поле вулкана 293
 Геосинклиналь 208
 Геотермальная электростанция 308—310
 Геотермический градиент (геотермическая ступень) 33, 112, 189
 Геофизические методы прогноза извержений 41, 289—296
 Геохимические исследования 297—299
 Геоэлектрические методы 296
 Гиалокластиты 68, 69, 108, 175, 223
 Гидросфера, формирование 202
 Глаукофановые сланцы 225
 Глина 158
 Глубоководный океанический желоб 22, 27, 28, 37, 44, 124, 213, 225
 Гнейс 206, 207, 240
 Годовой расход тепла Земли 38
 Горнитос 57
 Горные породы Луны 258
 Горные сооружения андского типа 223
 — — гималайского типа 223
 Горообразование 225
 «Горячая точка» 117
 Грабен 26, 55, 99, 135, 170, 173, 174, 178, 235, 239, 240, 248, 249
 Гравиметрические методы 295, 296
 Гравитационная энергия 198, 199
 Гранат 42
 Гранит 36, 40, 96, 216, 240, 244
 «Гранитный слой» (земной коры) 17, 30, 36, 37
 Гранитогайоты 47, 231
 Гранодиорит 96, 242
 Границы (литосферных) плит 39
 Границы микроплит 125
 Гранулит 206
 Грифон (гейзера) 186, 187
 Грязевая лавина 139
 Грязевой вулкан 190—194
 — — продукты извержений 192
 — — вулканизм 192—194
 — — покров 193
 — — поток 54, 55, 154, 157, 191, 278, 279, 302, 304
 Дайка 47, 48, 94, 234
 Дацит 147
 Двойной вулкан *см.* Вулкан, двойной
 Двоокись серы 52—54
 Двоокись углерода 51—54, 149, 150, 182, 183, 189, 192, 193, 202—205, 253, 254
 Дегазация магмы 49, 73, 85, 93, 200, 202, 203
 Дезоксирибонуклеиновая кислота (ДНК) 205
 Действующие вулканы, размещение 311—316
 Денудация 235
 Деформации вулкана 287—289
 — кратера 289
 Диабаз 57, 207, 210, 227, 228, 306
 Диабазовый туф 229
 «Динамически-активные» планеты 256
 «Динамически-мертвые» небесные тела 256
 Диорит 40, 227
 Дифференциация магмы 44, 45, 108, 111
 Долерит 94
 Доломит 158, 159
 Домит 247
 Дрейф континентов 20, 21
 Желоб *см.* Глубоководный океанический желоб
 Жерло (вулкана) 81, 82, 85, 91, 94, 140, 141, 158, 168, 238, 242
 Жерловая брекчия 68, 237
 Жерловина 78, 93, 196, 237—239, 241, фото 6

- Жизнь на Земле, возникновение 204, 205
 Жила 94, 219, 234, 235, 237, 239
 — радиальная 94, 95, 221, 222
 — кольцевая 94, 95, 221, 222
- Зеленые сланцы 99
 Землетрясение 15, 23, 29, 32, 104, 109, 118, 120, 124, 125, 137, 150, 152, 160, 162, 175, 194, 213, 277, 278, 280, 289—293
 — глубокофокусное 213
 Земная кора 16, 18, 19, 29, 35, 36, 41, 44, 46, 61
 — — океаническая 23, 227
 — — континентальная (матери-
 ковая) 172, 174
 — — первичная 199, 200, 211
 Зона Беньоффа 27, 224
 — разлома 254
 — схождения (литосферных)
 плит 222, 223
 — субдукции 27—31, 44, 45, 59, 84, 85, 98, 146, 212, 223, 225
- Игла лавовая 86, 131—133, 214
 Игнимбрит 69, 71—75, 127, 195, 207—209, 212—218, 220, 222, фото 7
 Игнимбритовый расплав 208
 Игнимбритовое плато 217
 Извержение... *см.* Вулканическое извержение...
 Известняк 158, 159
 — коралловый 228
 Излияние лавы 38, 56
 Изменение уровня лавы в кратере 289
 Изостатическое воздымание 211, 225
 — выравнивание 113, 262
 Изохроны 100
 Инверсия магнитного поля Земли 25, 26
 Интрузивные горные породы *см.* Плутонические горные породы
 Интрузия 46, 48
 Иотнийский песчаник 210
 Использование вулканической энергии 149
 — продуктов вулканизма 149, 182, 220, 221, 251
- Исследования с помощью космических аппаратов 173, 256, 257, 262, 265—271, 297
 Источник горячий *см.* Источник термальный
 — железистый углекислый 229
 — минеральный 176, 189, 253, 254
 — сернистый 189
 — термальный 61, 79, 175, 176, 180, 183, 185—189, 205, 212, 253, 254, 308
 — углекислый 189, 254
 — холодный 189
 Источники внутренней теплоты Земли 35
- Калиевый полевой шпат 98
 Кальдера 64, 83, 86—91, 95, 119, 120, 135, 146, 147, 178, 211, 219, 221, 222, 261
 Кальдерное озеро 90
 «Каменная роза» фото 8
 Камера, магматическая *см.* Очаг магматический
 Касситерит 307
 Кварц 40, 63
 Кварцевый порфир 221
 — — пироксеновый 220
 Кекуры 144
 Кимберлит 43
 Киноварь 306
 Кислород 204
 Коацерваты 204
 Кольцевая долина вулкана 91
 — структура 210, 211, 270
 Кольцевой вал 91, 147, 150, 154, 250, 263
 — разлом (на Луне) 262
 Конвекционная ячейка 201
 Конвекционный поток 117, 199, 200
 Конвекция, термическая 27, 34, 38, 101
 Концентрическая жила *см.* Жила, кольцевая
 Контаминация магмы 44
 Контракция 57, 216, 242
 Контроль, геодезический 287—289
 — сейсмический 289, 290
 Коперниковская эра (развития Луны) 263

- Кора выветривания 230
 — — латеритная 230
 Корка застывания (лавы) 57, 60, 61, 179
 Космические фотоснимки, дешифрирование 210, 257, 259, 265—270
 Космическое излучение 260
 Котел гейзера 186
 Коэффициент экспозивности 84, 85, 139, 140
 Кратер 9, 50, 58, 60, 67, 76, 78, 81, 82, 257
 — вершинный 77, 83, 145, 146, 168, 264
 — главный 82, 84, 145, 160, 161, 176, 178
 — паразитический (побочный) 82—84, 125, 143, 145, 146, 159, 162, 165, 178, 290
 — ударный 258, 268
 Кратерное озеро 278, 279
 Ксенолит 94
 Купол 235, 236, 240, 261
 — базальтовый 236
 — домитовый 248
 — трахитовый 235, 248
 — фонолитовый 236, 240, 250

Лабрадор 63
 Лава, определение 39, 54
 — глыбовая 143
 — канатная 61
 — пахоэхоэ 61, 62
 — шаровая 56, 57, 68
 Лавовая пробка 141
 Лавовое озеро 13, 50, 51, 82, 83, 120, 121, 179, 200, 201, 269
 — плато 79
 — поле 166
 Лавовый купол 116
 — поток 9—11, 49, 55—57, 60—62, 83, 84, 92, 94, 103, 104, 106, 109, 116, 118, 119, 140, 144, 148, 150, 151, 156, 157, 160—162, 165, 166, 179, 207, 214, 215, 239, 241, 243, 247, 249, 299—302, фото 5
 — — на Луне 263—266
 — — скорость 55
 — туннель 61
 — — на Луне 264
 — фонтан 67, 118, 121, 291
 — щит 118, 119, 122

 Лавы как строительный материал 306, фото 6, 7
 Лакколит 94, 95, 235, 237, 264
 Лапилли 65, 68, 73, 84, 104, 145, 279
 Ледник 89
 Ледниковая долина 89
 Ледниковый период 89
 Лейцит 40, 42
 Лейцитит 44
 — тефритовый 92
 Лептитовый комплекс 209
 Летучие компоненты в магме 92
 Лимбургит 180
 Линеамент 240
 Липарит 306
 Литосфера 13, 16, 19, 22, 26
 — океаническая 26, 27, 29, 30, 31, 44, 45, 59, 99, 101, 110, 113, 224, 228, 311
 — континентальная (материковая) 29, 101
 Литосферная плита *см.* Плита (литосферная)
 Ложе океана 37, 38, 46, 55
 Лунная кора 258, 264
 Лунные «борозды» 261, 265
 — горы 258
 — «земли» 257
 — кратеры 257—265
 — «моря» 257, 258
 — — «круглые» 258, 259
 — «озера» 257
 Лунный грунт 258
 — — состав 258

Маар 250, фото 10
 Магма, андезитовая 44, 45
 — базальтовая 45
 — определение 39
 — остаточная 45
 — риолитовая 44, 45
 — ультраосновная 78
 — щелочнобазальтовая 171, 172
 Магматиты *см.* Магматические горные породы
 Магматические горные породы, классификация 40
 — — определение 39
 Магнетит 25, 293, 308
 Магнитные аномалии, временные 294, 295
 Магнитуда извержения 273—275
 «Макалуба» 192

- Мантия Земли 16, 18, 20, 25, 29
 — — формирование 199
 — — верхняя 25, 29, 35—37, 39, 41—43, 99, 123, 170, 171, 228, 307
 — — нижняя 117
 Масаи 172, 173, 177, 178
 Масконы (концентрации масс) 259, 261
 Материальный ущерб при извержениях 9—12, 66, 70, 71, 75, 106, 107, 125, 127—131, 134, 152—155, 160, 162, 165, 166, 182, 275—283, 303
 Медные руды 226
 Медный колчедан 307
 Мел (меловая система) 158
 Меланж 124, 224—226
 Мергель 158
 Металлоносные рассолы 307
 Метаморфизм 124, 206
 — контактный 158
 Метан 53, 191, 193, 203
 Метеоритная «бомбардировка» 203, 258—261
 Метеориты, 203, 256
 Микроземлетрясение 293
 Микроплита 98, 123, 148
 Минералообразование в fumarолах 181
 Мобилизм 21, 170
 Молибденит 308
 Морена 89
 «Моря» на Меркурии 266
 Мофета 182, 253, 254
 Меры защиты от извержений 299—304
 — — активные 299
 — — пассивные 304
 Мутьевые потоки 225

 Наблюдение (надзор) за вулканами 284—299
 Наклономер 288
 Нашатырь 306
 Нептунисты 244, 251, 252, фото 9
 Нефелин 40, 42, 98
 Нефелинит 42, 122
 Нефть 191, 197
 Нижний красный лежень 222
 Новая глобальная тектоника *см.*
 Тектоника (литосферных плит)
 Норит 47

 Обдукция 224, 225
 Обелиск лавовый 86, 132
 Оболочки Земли 16
 Обращение рельефа 243
 Обрушение (кровли очага) 86, 90, 119, 160, 178, 264
 Обсидан 63
 «Огненная пена» 135
 Окатанные обломки... *См.* Галька...
 Окись углерода 51, 53, 205
 Оливин 36, 40, 42, 43, 45, 63, 98
 Олигоклаз 63
 Ортоамфиболиты 206, 207
 Ортогнейсы 206
 Ортоклаз 40, 63
 Ортопироксены 42, 43
 Ортопороды 206, 208
 Основная масса (лавы) 63
 «Остаточные породы» 42
 Остаточный расплав 42, 63
 Островная дуга 27, 44, 59, 98, 99, 110, 124, 135, 213
 Ось спрединга 105, 170
 Отклонение (искусственное) лавовых потоков 118, 162, 300—302
 Отрицательные формы (вулканического рельефа) 86
 Офиолитовая зона 30, 226, 227
 — серия 101, 223, 226
 Офиолитовый пояс 226, 227
 — шов 125, 226
 Офиолиты 223—225, 227
 Охлаждение (искусственное) лавовых потоков 11, 299, 301
 Очаг, вулканический 46, 83, 84, 149, 158, 196
 — — внутрикоровый 46
 — — вторичный 46
 — — промежуточный 46
 — землетрясения 27
 — магматический 44—47, 50, 82—84, 86, 87, 89, 93, 94, 158, 180, 189, 196

 Палагонит 68
 Палящая туча 48, 66, 73—75, 87, 127—135, 208, 213—215, 218, 220, 222, 281, фото 7
 Параамфиболиты 206
 Парагнейсы 206
 Парापороды 206, 208
 Пелелиподы 222

- Пемза 9, 67, 74, 87, 90, 152, 213, 216, 250, 276, 279
 — как полезное ископаемое 306
 Пепел (вулканический) *см.* Вулканический пепел
 Пепловая лава 70
 Пеплопад (пепловый дождь) 70, 73, 90, 106, 128, 134—136, 152—155, 157, 165, 177, 275, 278—283, 304
 «Первичная магма» 41
 Передовой прогиб 194
 Перидотит 36, 41, 43, 47, 101, 122, 224, 226, 228, 307
 Периодичность извержений 286
 Пирит 307, 308
 Пирокластический материал (пирокластика) 64, 171
 Пироксены 40, 42, 43, 45, 63
 Пироксенит 46
 Пиролит 43
 Пирометр 60
 Плагиоклаз 40
 Планетезималь 198, 256
 Планеты 197
 — группы Юпитера 255
 — земной группы 255, 256, 271
 — происхождение 197, 198
 Пластовая залежь 72, 94
 Платобазальты 55, 79, 170, 229—234, 245
 Плита (литосферная) 27—29, 45, 110, 123, 194, 201, 213
 — — континентальная (материковая) 123, 222, 224, 225
 — — океаническая 123, 124, 222, 224—226
 Плутон 39, 92, 95, 217
 — определение 39, 92
 Плутонизм 92
 Плутонические горные породы, определение 39
 — — — классификация 40
 Плутонисты 244, 251, фото 9
 Повторные геодезические измерения 102
 Подводная гора 98, 111, 113, 123
 Подводящая зона 96, 101—104, 125
 Подводящий канал 43, 46, 47, 50, 55, 56, 58, 59, 77, 78, 81, 82, 93, 111, 115, 120, 168, 184, 196, 207, 216, 219, 223, 234, 238, 242
 Подводный купол 111
 Подземный гул 66
 Подземные толчки *см.* Землетрясение
 Покров, базальтовый 79, 170, 229, 233, 237, 238, 241, 242, 261,
 — игнибритовый 74, 75, 81, 215
 — тектонический 125
 Покровные базальты *см.* Платобазальты
 Полевые шпаты 203
 Полосовые магнитные аномалии 24—26
 Поперечное нарушение 240
 Порфиroidы 207
 Порфиrowые медные руды 308
 Порфиры 207, 306
 Поствулканическая деятельность 167, 180, 253
 Праатмосфера 202
 Праземля 35
 Предсказание извержений *см.* Прогноз извержений
 Приливные волны *см.* Цунами
 Прогноз извержений 122, 284—299
 — — долгосрочный 286
 — — краткосрочный 287
 — — точный 291, 292
 Продукты вулканизма 39, 41, 48, 84, 101, 158
 — ранней кристаллизации (магмы) 45
 Протоземля 202
 Протогора 200
 Протопланета 199
 Псевдовулканические явления 190, 191
 Радиолокационное зондирование 270
 Радиоляриты 224
 Разгрузка давления 39, 41, 49
 Раздел Конрада 17
 — Мохоровичича (Мохо) 18, 19, 42
 Разлом глубинный (глубокого заложения) 19, 26, 55, 124, 228, 240
 — краевой (грабена) 175
 — поперечный 119
 — трансформный 23, 27, 28, 201, 312, 313
 Разрастание dna океана 25, 26, 27, 101—103, 117, 201, 209, 228

- Ранний вулканизм Земли 196—201
 Раскаленная лавина 144
 Раскристаллизация вулканического стекла 63
 Распад радиоактивных изотопов 35—37, 198
 Расхождение краев (литосферных) плит 103
 Реолит 260
 Ремобилизация 45
 Риолит 40, 63, 142, 206, 207, 211, 218, 219
 Риф, коралловый 113—115, 228, 229
 — барьерный 114, 115
 — окаймляющий 113—115
 Рифт 14, 26—28, 172, 174, 175, 177
 — материковый 55
 — океанический 14, 26—28, 30, 45, 56
 Рифтовая долина 170, 171, 173
 — зона 79, 110, 240, 260
 — — материковая 84, 170
 — — океаническая 99, 100, 307, 311
 — система 24, 111, 170, 171, 173, 174, 200, 234, 311
 Роговые обманки 63
 Рой землетрясений 290, 291
 Рудоносность вулканогенных формаций 306—308
 Рыхлые вулканические продукты 64, 66—68, 77, 84, 85, 118, 137, 139, 144—146, 156, 161, 177, 213, 250, 275—283, 292
 Ряд вулканов 174, 175

 «Сальза» 191
 Санидин 98
 Свекофеннокарелиды 209
 Сводовые поднятия (на Луне) 264
 Сейсмическая энергия 194, 272
 Сейсмические волны, поперечные (s-волны) 15, 19, 20, 41
 — — продольные (P-волны) 15, 17, 18
 Сейсмические методы надзора 41, 289—293
 «Сейсмическое дрожание» 290
 Сейсмограф 287, 290
 Сера 50, 51, 53, 144, 182, 306
 Сернистый газ 144
 Сероводород 53, 54, 149, 150, 182, 202
 Серпентинит 224
 Силл 94
 Синильная кислота 202, 205
 «Синяя земля» 78
 Система жил 94
 Сифонная теория деятельности гейзеров 184
 Скорость охлаждения Земли 34
 — разрастания дна океана 102, 123
 «Слой пониженных скоростей» *см.* Астеносфера
 Слоистость 65
 Слюды 40, 63
 Сода 176
 Содовое озеро 176
 «Солнечный ветер» 256, 260
 Сольфатара 150, 180, 181, 293, 308
 Сомма-вулкан *см.* Кольцевой вулкан
 Соффиони 309
 Спекшийся туф 73, 74, 127
 Спилит 224
 Спрединг *см.* Разрастание дна океана
 Срединно-океанический хребет 23, 24, 28, 37, 55, 56, 92, 98, 100, 101, 105, 108, 110—112, 122, 170, 311
 Стадия затухания вулкана 180
 Стадии деятельности гейзера 184
 Столчатая отдельность 60, 233, 241—243, 245, фото 9
 — — веерообразная 242, 243
 Столкновение краев плит 125
 Столовая гора 238, 242, 245
 Стратовулкан 84, 85, 92, 107, 125, 135, 140, 143, 147, 159, 216, 217
 Структура лав, офитовая 62
 — — порфировая 62, 63
 Субвулканическая интрузия *см.* Субвулкан
 Субвулканическое тело *см.* Субвулкан
 Субвулкан 61, 92, 93, 95, 207, 216, 235
 Субдукция 27, 123, 194, 213, 222, 224, 234
 Сублиматы 53, 181
 Сульфидные руды в вулканитах 226
 «Суша» на Меркурии 266

- Сфалерит 308
- Тектоника (литосферных) плит** 14, 15, 27—31, 38, 98, 99, 117, 148, 170, 173, 174, 201, 227, 306
- Температура лавы 59, 60
— — измерение 60
— плавления перидотита 33
- Температурные колебания в фумаролах 296, 297
- Температурный градиент *см.* Геотермический градиент
- Температуры в недрах Земли 33
«Теория поднятия кратеров» 87
- Тепловая энергия вулканов 272, 273
— — земных недр 32, 38
— — — — использование 308—310
- Тепловой поток 32, 34, 36, 37
— — экзогенный 32
- Теплопроводность горных пород 33, 34, 38
- Теплота радиоактивного распада 35—37
- Терма 189
- Термические исследования на вулканах 296, 297
- Тефра 11, 64
- Тефрит 98
— лейцитовый 92, 159
- Тип извержения бандайсанский 97, 127, 137
— — вулканский 97, 146, 147, 156, 169
— — гавайский 97
— — исландский 101, 104
— — катмайский 97, 127, 135
— — Кракатау 127
— — пелейский 97, 127, 135, 147
— — плинианский 127, 156, 159
— — стромболианский 97, 167, 169
- Толеит 42, 98, 99, 228
— кварцевый 42
— оливинный 42
- Толеитовая лава 99, 122, 230
- Точка Кюри 25, 293, 294
- Трансформный разлом *см.* Разлом, трансформный
- Траппы 55, 229
- Трахит 92, 98, 158, 170, 171, 180, 235, 247, 250
- Трахитовая лава 247
- Трехокись серы 51, 53
- Трещина, кольцевая 84, 143
— радиальная 84, 85, 143, 146, 159
- Трещинная зона 78, 120, 175, 216
— система 119, 120
- Трубка взрыва 43, 91
- Турбидиты 225
- Туф, вулканический 68, 73, 75, 207, 211, 213, 216, 230, 231, 237
— кремнистый 187, 188
- Туфовая брекчия 78, 238
— терраса 184, 188
- Туфы как полезные ископаемые 306
- Углеводороды** 202
- Углекислый газ *см.* Двуокись углерода
- Угол откоса склонов вулкана 85
- Усадка лавы при застывании *см.* Контракция
- Фазовые переходы в мантии** 36
- Фиксизм 21
- Флиш 226
- Фонолит 98, 171, 235—237, 243
— лейцитовый 92
- Фотосинтез 204
- Фракционная кристаллизация 171, 172
- Фтористый водород 53
- Фумарола 48, 52, 71, 128, 142, 144, 177, 180, 171, 191, 296, 297, 308
— холодная 182
- Фумарольная стадия 176
- Фундамент вулкана 84, 94, 196, 216
— кристаллический 237, 247
- Химический состав продуктов вулканизма** 51—54, 111, 112, 122, 158, 180, 181, 298, 299
- Хлор 51
- Хлористый водород 53, 54, 144, 145, 202
- Хромитовые руды 226
- Центральная гора (лунного кратера)** 259, 263, 264
- Цепь вулканов *см.* Ряд вулканов
- Цианистый водород *см.* Синильная кислота
- Цикл, вулканический 122, 140, 157
— деятельности гейзера 183, 184

- эруптивный *см.* Цикл вулканический
- Цунами 136, 137, 277, 280—282, 304
- Человеческие жертвы при извержениях 66, 107, 127—131, 133, 136, 152—155, 160, 162, 182, 276—283, 287, 297, 302, 303
- Чешуйчатая (тектоническая) структура 222
- Чешуя, тектоническая 223, 224
- офиолитовая
- Шкала Кельвина** 59
- Шток 94, 95, 235, 243
- Щелочной полевой шпат** 159
- Щит 208, 209
- Эвакуация населения 9, 11, 134, 135, 157, 278, 282, 304
- «Эквивалент атомных бомб» 274, 275
- Экзогенные процессы 202, 207
- Эксгальции 52, 205
- Экспериментальные данные 33, 42, 45
- Эксплозия 64, 66, 69, 80, 86, 90, 91, 121, 135, 136, 139, 141, 147, 154, 157, 161, 169, 177, 178, 180, 274—282
- Экструзивное тело 79
- Экструзивный вал 79
- купол 82, 85, 92, 132, 214, 247, 250, 281
- Энергия вулканических извержений 273—275
- Эрозия 232, 237
- регрессивная 232
- Эруптивная трещина 103, 179, 196
- туча *см.* Вулканическое облако
- Эруптивные газы *см.* Вулканические газы
- Эффузивная фаза (деятельности вулкана) 252
- Ядро Земли** 16, 20, 35, 41, 199
- — формирование 199

Указатель названий*

- Авача (Авачинская сопка), вулкан 142, 147, 310, 312
Австралийская плита 28, 213, 312
Австралийский щит 210
Австралия 135, 230
Австрия 254
Аву, вулкан 312
Агридженто, провинция 192
Агунг, вулкан 65, 282
Аддис-Абеба, 174, 175
Аденский залив 171, 174
Адзумагава, долина 279
Адмиралтейства острова 315
Адува 171
Азербайджанская ССР 192—194
Азиатская плита 226
Азия 227
Азорские острова 58, 69, 98, 100, 109, 110, 140, 307, 314
Айдахо, штат 234
«Академик Курчатов», исследовательское судно 307
Акротири 276
Акурейри 105
Алаид, вулкан 205, 312
Аламаган, вулкан 312
Албемарл, вулкан 313
Алеутские острова 139, 315
Алеутский желоб 28
Алис-Спринг 136
Альбани, горы 149
Альберт, озеро 179, 180
Альпы, горная система 125, 148, 225—227
Альпы, горы (Л) 258, 259
Альфонс, кратер (Л) 264
Аляска, полуостров 69, 71, 308, 315
Амазонка, река 108
Амаргура, вулкан 312
Америка 244, 245
Ангарский (Алдано-Становой) щит 210
Англия 136
Андернах 254
Анды, горы 125, 214—217
Аниссос 277
Антарктида 230, 234, 315
Антарктическая плита 28, 312, 313
Антарктический щит 210
Антильские острова 66, 123
Антрим 233
Аньер 136, 137
Апеннинский полуостров 148, 245
Апеннины, горы 149
Апеннины, горы (Л) 258, 259
Апи, вулкан 312
Апронизи, остров 276
Апшеронский полуостров 193
Аравийская плита 28, 313
Аравийский полуостров 174, 314
Аравийский щит 210
Аргентина 215, 315
Аристарх, кратер (Л) 263—265
Армянская ССР 314
Архимед, кратер (Л) 259
Асама, вулкан 279, 289, 290, 299, 312
Аскрейское Озеро, вулкан (М) 269, 270
Аскья, вулкан 105, 313
Асо, вулкан 141, 297, 312
Ассаль, грабен 175
Асуль, вулкан 313
Атами 189
Атлантида 277
Атлантический океан 21—23, 26, 99, 100, 108, 109, 111, 123, 180, 227, 231, 233, 314
Атлантическо-Индийский хребет 28
Атлас, горы 148
Атрио-Дель-Кавалло, кольцевая долина 91, 148
Афар, впадина 57
Афар, «треугольник», см. «Треугольник Афар»
Африка 148, 170, 172, 174, 179, 230, 314
Африканская плита 28, 313
Африканский щит 210

* Индексами в скобках помечены названия объектов, расположенных на Луне (Л), Марсе (М), Венере (В), Меркурии (Мерк)

- Баку** 192
 Бали, остров 65, 86, 282
 Банда, море 315
 Бандайсан, вулкан 137, 281, 312
 Баринго, озеро 173
 Баррен, острова 312, 315
 Бас-Пуант 134
 Батур, вулкан 86, 312
 Безымянный, вулкан 142, 143, 273, 290, 298
 Бейкер, вулкан 312
 Белый Островной Ров, вулканотектоническая депрессия 213
 Беренберг, вулкан 109, 297, 313
 Беренштейн, гора 238, 245
 Берлин 75
 Берни, вулкан 313
 Бертрих 254
 Бета, область (В) 271
 Билин 235
 Билюкай, вулкан 56, 59, 145
 Бима, государство 280
 Бирресборн 254
 Бланш, река *см.* Ривьер-Бланш
 Блаффяль-Лейрхнук, система трещин 104
 «Богемский рай» ландшафт 239
 Богемский срединный массив 235
 Богослов, вулкан 312
 Бокка-делла-Сольфатара, кратер 181
 Боливия 215, 217, 315
 Большой Гейзер 105, 185
 Большой Санги, вулкан *см.* Гунунг-Аву
 Большой Ситкин, вулкан 312
 Бомбей 229, 231
 Бонин-Марианская (островная) дуга 315
 «Борозды Тризнек» (Л) 266
 Борчен 235
 Боскореале 148
 Бразилия 231
 Бразильский щит 210
 Брамшерский массив 235
 Бранденбург, провинция 75, 218
 Брауншвейг 235
 Брахмапутра, река 226
 Брокен, плутон 95
 Бром, вулкан 312
 Буве, остров 109
 Булла, остров 192
 Бурлящий, вулкан 191
 Ваиракен, геотермальная электростанция 310
 Ваймангу, гейзер 187
 Валле-дель-Бове, котловина 148, 161
 Валле-дель-Инферно, котловина 148
 Ватнайёкудль, ледник 105—108
 Вау-эн-Намус, вулкан 313
 Вашингтон, штат 234
 Везер, река 221
 Везувий, вулкан 47, 54, 55, 62, 77, 85, 92, 128, 140, 147—161, 245, 277, 284, 287, 289, 302, 313
 Великан, гейзер (Йеллоустонский парк) 185
 — (Камчатка) 186, 187
 Великая Дайка (Зимбабве) 47
 Вена 75
 Венера, планета 202, 255, 256, 267, 270, 271
 «Венера-9» 271
 «Венера-10» 271
 Венгрия 235, 245, 254
 Верхний Пфальц, область 240
 Верхняя Франкония, область 240
 Вестиндско - Центральноамериканская область 135
 Вестманнаэйяр, город 9, 10, 105, 276, 283
 Вестманнаэйяр, острова 9, 10, 13, 78, 275
 Виктория, водопад 232
 Вирунга, вулкан 92, 179, 180
 «Витязь», впадина 142
 Виши 253
 Вогезы, горы 219
 Вознесения, остров 109
 Восточная Африка 170—175, 178, 235, 314
 Восточно-Африканская рифтовая система 170, 234
 Восточно-Африканский рифт 173—176, 235
 Восточное Средиземноморье 276
 Восточно-Тихоокеанский хребет 28, 109, 117
 Вулькао, вулкан 76, 77, 147, 150, 182, 313
 Вурцен 220
 Вхакатане, сброс 213
 Высокий Рён, массив 239
 Гавайи, остров 112, 115, 116, 118,

- 119, 201, 264, 269, 284, 287, 288, 301
- Гавайская вулканологическая обсерватория 120, 139
- Гавайский Национальный парк 120
- Гавайские острова 50, 56, 82, 83, 92, 110, 112, 113, 115—117, 122, 140, 286, 300, 314
- Галапагос, острова 314
- Галле 219, 221
- Галунггунг 280
- Гамкуноро, вулкан 312
- Гарднер, остров 112
- Гарц, горы 95, 229
- Гаэ, вулкан 312
- Гваделупа, остров 135
- Гватемала 90, 281, 304, 315, фото 2
- Гвианский щит 210, 211
- Гебридские острова 233, 245
- Геде, вулкан 312
- Гедунгсуриан, вулканотектоническая депрессия 81
- Гекла, вулкан 12, 63, 105, 107, 274, 289, 313
- Геркуланум 148, 150, 154
- Германская Демократическая Республика (ГДР) 218, 219
- Геродот*, кратер (Л) 265
- Герольштейн 253
- Гессен, земля (ФРГ) 235
- Гиленфельд фото 10
- Гималаи, горная система 125, 226
- Главный Кавказский хребет 193, 194
- Головина* вулкан 205
- Гондвана, древний материк 173
- Гондурас 90
- Гонолулу 112
- Горда, плита 28, 312
- Гоф, остров 109
- Гравенуар 248
- Гранд-Ривьер 134
- Гран-Канария, остров 87
- Грегори, рифт 171, 174
- Гренландия, остров 20, 233
- Грефенварт фото 7
- Греция 276
- Грилленбург 221
- Гримма 220
- Гримсветн, вулкан 105, 107, 108
- Гуанахуато 164
- Гуаякиль 279
- Гунунг-Аву, вулкан 279
- Дайсен, вулкан 312
- Далскарлиен, местность 209
- «Даллаский проход» 233
- Далло, вулкан 174
- Данакиль, прогиб 174, 175
- Данан, вулкан 135
- Даун 254
- Декан, плато 229, 230, 231, 261
- Дёлен, впадина 222
- Демавенд, вулкан 313
- Демпо, вулкан 312
- Дечин 241
- Джакарта 135
- Джибути 174
- Джиностра 169
- Джомолунгма (Эверест), гора 112
- «Дикси», крейсер 133
- Долина Гейзеров 185, 186, 191
- Долина Десяти Тысяч Дымов 71, 72, 308
- Дольни-Шляск 240, 245
- Домпо, государство 280
- Доре, гора 247
- Драконовы горы 233
- Дрезден 221, 222
- Думаран, вулкан 312
- Дуповске-Хори (Дуппауэр), горы 239, 240
- Евразийская плита 28, 102, 312, 313
- Евразия 148, 314
- Европа 209, 227, 234, 245
- Заальбург 229
- Заварицкого* вулкан 298
- Заварицкого* кратер 146
- Залив Середины (Л) 265, 266
- Замбези, река 232
- Западная Африка 314
- Западные Гаты, горы 230, 231
- Западная Европа 235, 239, 245, 252
- Западный Лаузиц 242
- Латцунг 242, 243
- Зейдвааль 235
- Зеленого Мыса, острова 91, 98, 100, 123, 314
- Зондские острова 65, 280
- Зондский грабен 135
- Зондский пролив 135, 281

- Иврея**, офиолитовая зона 226
Игуасу, водопад 232
Идзу, полуостров 189
Изалько, вулкан 170, 313
Известняковые Апеннины, горы 160
Ики, кратер 290
Илопанго, вулкан 277
Илха-Нова, остров 58, 110
Иммерат, маар фото 10
Инд, река 226
Индийский океан 111, 135, 174, 314
Индия 148, 230
Индонезийская островная дуга 135
Индонезийский архипелаг 280
Индонезия 139, 278, 280, 282, 284, 297, 304, 310
Индостан, полуостров 229
Индостанский субконтинент 226
Индостанский щит 210
Индусская офиолитовая зона (Индусский шов) 226
«Индусский флиш» 226
Ионическое море 161
Иордан, река 173
Иран 314
Ирасу, вулкан 313
Искья, вулкан 97, 150
Искья, остров 149
Исландия, остров 9—11, 13, 56, 58, 63, 79, 81, 82, 98, 101—110, 140, 184, 185, 245, 276, 279, 301, 309—311, 314, фото 1, 4
Италия 149, 157, 160, 167, 245, 314
Итальянско-Сицилийский вулканический пояс 125
- Йеллоустонский национальный парк** 184, 186
Йена 75
Йичин 239
- Кавказ**, горы (Л) 258, 259
Кадьяк 69—71, 275
Каир 75
Кайзерштуль, горы 240, 245
Калабрия, область 160
Калорис, впадина (Мерк) 267
Камальдоли 148
Каменицки-Шенов 241
Камерун, вулкан 93, 313
Камигин, остров 282
- Кампания**, область 152
Камчатка, полуостров 56, 82, 140, 142—146, 184, 185, 191, 205, 273, 290—292, 310, 315
Камчатско-Курильская зона 290, 292
Канарские острова 100, 111, 123, 140, 314
Кангаль, вулканический массив 247
Капелиньош, вулкан 69, 313
Капохо, 291
Капри, остров 153
Карбе 134
Карельская АССР 208
Карибская плита 28, 313
Карибское море 134
Карисимби, вулкан 179
Карлови-Вари (Карлсбад) 254
Карлсберг, подводный хребет 24, 28, 307
Карлсберг, рифт 174
Карпаты, горы (Л) 258
Картала, вулкан 313
Карымская сопка, вулкан 142, 146, 312
Каскадные горы 88, 89, 90
Каспийское море 192, 194
Кастелламонте 227
Катания 162, 278, 299—302
Катла, вулкан 105, 107
Катмай, вулкан 71, 72, 75, 127, 212, 275, 312
Кауан, остров 112
Каула, остров 112
Кахулави, остров 112
Кеблавик, вулкан 105
Келвин, подводная гора 123
Келуд, вулкан 278, 302, 303, 313
Кеммлер 228, 229
Кения 171, 172, 175
Кения, вулкан 171, 177, 313
Кергелен, остров 111, 314
Кермадек, острова 124, 315
Кермадек-Тонга, желоб 28, 213
Кибо, вершина Килиманджаро 177, 178
Киву, озеро 179, 180
Киклады, острова 276
Килауэа, вулкан 50, 51, 56, 67, 82, 115, 116, 118, 120—122, 200, 269, 286, 288—290, 295, 301, 302, 312
Килауэа, кальдера 120

- Килиманджаро, вулкан 171, 177, 178, 313
 Кипр, остров 226
 Кирьюбайр 9, 11
 Киркьюфелл, вулкан 10, 12
 Кируна, месторождение 308
 Китай (КНР) 280
 Китайский щит 210
 Китовый хребет, остров 123
 Китуро, кратер 179
 Кихпинич, вулкан 185
 Клермон-Ферран 245, 247—249
 Клетечна, гора 236
 Клингенберг 221
 Ключевская сопка, вулкан 56, 82, 142—146, 159, 161, 273, 274, 290, 298, 312
 Кокос, плита 28, 313
 Колима, вулкан 313
 Колумбия 315
 Колумбия, река (США) 233, 261
 Кольдиц фото 7
 Кольмиц 221
 Комагатаке, вулкан 278, 296, 312
 Коморни-Хурка (Каммербюль) 251, 252
 Коморские острова 314
 Конго, река 180
 Коперник, кратер (Л) 259, 263
 Кордильеры Северной Америки 139
 Корковадо, вулкан 313
 Косигуина, вулкан 90, 281, 283, 313
 Косигуина, кальдера 90
 Коста-Рика 315
 Котопахи, вулкан 279, 313
 Коуповагур, вулкан 105
 Кохала, гора 116
Кошелева вулкан 205
 Кракатау, вулкан 87, 91, 135, 136, 274, 280, 281, 286, 312, 315
 Кракатау, кальдера 87
 «Красная Гора» см. Сусва
 Красное море 171, 174, 175, 307, 314
 Красного моря, рифт 174, 307
 Крейтер, озеро 88—90
 Крейтер-Лейк, вулкан 312
 Крит, остров 277
 Кука пролив 213
 Кунашир, остров 205
 Кура, река 193
 Курильская островная дуга 142
 Курильские острова 140, 142, 205, 298, 315
 Курильский желоб 28, 142
 Куринская межгорная впадина 193
 Кюсю, остров 141
 Лаба, река 235
Лавуазье, кратер (Л) 262
 Лаго-Маджоре, озеро 227
 Лаки, вулкан 79, 104—107, 279, 313
 Лак-Павен, вулкан 250
 Ла-Манш, пролив 136
 Ламингтон, вулкан 282, 287, 312
 Ланаи, остров 112
 Лансароте, вулкан 313
 Ла-Нужер, вулкан 248
 Лардерелло, район 149, 309
 Лассен-Пик, вулкан 89, 312
 Лаузиц 240, 245
 Лаунгйёкудль, ледник 105
 Лах, озеро 91, 250
 Ле-Голь, вулкан 248
 Лейпциг 75, 221
 Лейрхнукур, вулкан 104, 105, 313
 Лёбейюн 221
 Лимань, грабен 247, 248
 Линген 235
 Липари, остров 63, 306
 Липарские острова 51, 91, 147, 150, 166, 167, фото 3
 Литомержице, глубинный разлом 240
 Литомержице 236
 Ловош, гора 236
 Лонголот, кальдера 178
 Луна 210, 255—268
 Лусон, остров 280, 282
 Луттур, кратер 177
 Льяйма, вулкан 313
 Магдебург 219
 Майон, вулкан 66, 280, 312
 Майпо, вулкан 313
 Малави, озеро 173, 179
 Малайский архипелаг 148
 Малая Азия, полуостров 314
 Малые Антильские острова 127, 129, 134, 139, 281, 314
 Малые Зондские острова 315
 Мальпассо 162
 Манила 280

- Маньяра, озеро 175
 Марак 136
 Маренева, шоссе 163
 Марианска-Гора, купол (лакколит) 235, 237
 Марианске-Лазне (Мариенбад) 254
 Марианские острова 139
 Марианский желоб 28
 Марий, кратер (Л) 262, 264
 «Маринер-9» 268—270
 «Маринер-10» 265, 267
 Мартиника, остров 66, 127—129, 134, 135, 281, 283
 Маскали 163
 Масса 148
 Масауа 174
 Матавану, вулкан 312
 Матарам, государство IX—X вв. 278
 Мауи, остров 112
 Мауна-Кеа, вулкан 83, 112, 116, 264, 300, 312
 Мауна-Лоа, вулкан 47, 83, 115, 116, 118—121, 264, 286, 300, 301, 312
 Медзин, вулкан 312
 Мезама, вулкан 88—90
 Мекленбург, область 218
 Мексика 90, 163, 165, 167, 289, 302, 310, 315, фото 5
Меделева вулкан 312
 Мененгай, кальдера 178
 Мерапи, вулкан 278, 312
 Меркурий, планета 255, 256, 265—268
 Меру, вулкан 176, 177, 313
 Мессина 160
 Мехико 165, 167
 Меяма, конус 280
 Мейсен 219
 Милешовка, гора 236
 Милешовка, лакколит 237
 Миватн, вулкан 105
 Мидуэй, остров 115
 Мизено, мыс 150, 152, 153
 Минахаса, полуостров 139
 Мирдальсйёкудль, ледник 105, 107
 Мисти, вулкан 313
 Михара, вулкан 286, 289, 293—296
 Мичоакан, штат 167
 Модена 191
 Мокуавеовео, кальдера 119
 Молокаи, остров 112
 Мон-Пеле, вулкан 66, 86, 97, 127—134, 247, 281, 313
 Монте-Амиата, район 149
 Монте-Нуово, вулкан 150, 293, 314
 Монте-Пелато, месторождение 306
 Монте-Росси, гора 162
 Море Влажности (Л) 261
 Море Дождей (Л) 258, 259, 261, 263
 Море Изобилия (Л) 262
 Море Кризисов (Л) 261
 Море Нектара (Л) 261
 Море Паров (Л) 266
 Море Спокойствия (Л) 262
 Море Ясности (Л) 261
 Морн-Руж 134
 «Мостовая Гигантов», ландшафт 233, 245
 Мохорн 221
 Мутновская сопка, вулкан 312
 Мухуболи, кратер 179
 Нагазе, долина 139
 Найроби 175, 178
 Намедиер-Верт, остров 254
 Наска, плита 28, 313
 Натрон, озеро, 178
 Нгаурухоэ, вулкан 294, 312
 Неа-Камени, остров 276
 Неаполитанский залив 148—150, 157
 Неаполь 128, 149, 150, 157, 181, 182, 293
 Нгоронгоро, кальдера 178
 Невадо-Хоролкве, вулканический массив 217
 Некер, остров 112, 115
 Нептун, планета 255
 Нейенар 254
 Ниагарский водопад 232
 Нидерланды 235
 Нижняя Саксония, земля ФРГ 235
 Нижняя Силезия, область 240
 Низки-Есеник 245
 Нихау, остров 112
 Никарагуа 90, 281, 304, 315
 Николози, город 162
 Нил, река 180, 277
 Нихоа, остров 112, 115
 Новая Британия, остров 139, 315
 Новая Гвинея, остров 139, 226, 282, 287, 315

- Новая Зеландия, остров 79, 184, 187, 188, 212—214, 217, 294, 310, 315
- Новогребридский желоб 28
- Новые Гебриды, острова 139, 315
- Норвегия 106, 227
- Ньирагонго, вулкан 82, 179, 200
- Ньюфаундлендская банка 100
- Ньямлагира, вулкан 179, 313
- Ньяса 173
- Оаху**, полуостров, 112, 113
- Овернь, область 91, 235, 245, 247, 248, 250, 253
- Огрже, грабен 240
- Огрже (Эгер), река 235, 239
- Оденвальд 219
- Океан Бурь (Л) 262—264
- Ол-Доиньо-Ленгаи, вулкан 172, 177, 313
- Олимпийские Снега (Олимп), гора (М) 268—271
- Омате, вулкан 313
- Орегон, штат 89, 234
- Ороси, вулкан 313
- Осима, остров 286, 289, 293, 312
- Осорно, вулкан 313
- Острый Толбачик, вулкан 143
- Оттавиано 148
- Оушен, остров
- Павлова** вулкан 312
- Паган, вулкан 312
- Пакая, вулкан фото 2
- Палагония 68
- Палестина 173
- Пангея, древний материк 21, 30, 55, 201, 229, 230, 234
- Панска-Скала, гора 241
- Папандаян, вулкан 91, 279, 312
- Папуасский офиолитовый пояс 286
- Парана, река 230, 232, 261
- Парана, штат 231, 233
- Парангарикутиро 164
- Париж 249
- Парикутин 165
- Парикутин, вулкан 163—167, 289, 302, 313, 314, фото 5
- Пасхи, остров 109
- Пагагония, область 231
- Патеоли (Поццуоли) 181, 190, 293
- Патерно 300
- Пекат, государство 280
- Пелоританский массив 160
- Пеннинский покров 226
- Пербуватан, вулкан 135
- Перу, 214, 308, 315
- Петропавловск-Камчатский 285
- Пёльберг, горы 238, 245
- Платон, кратер (Л) 259
- Плауэн 228, 229
- Пленти, залив 213
- Плоский Толбачик, вулкан 142, 143, 291
- Плутон, планета 255
- Погромный, вулкан 312
- Помпеи 148, 150, 154, 155, 278
- Попокатепель, вулкан 313
- Портичи 148
- Похуто, гейзер 188
- Поццуоли см. Патеоли
- Прамбанан 278
- Прапат, полуостров 80
- Прешер 134
- Принц, кратер 265
- Прочида, остров 149
- Пульвермаар, маар 91
- Пурасе, вулкан 313
- Пюи-де-Дом, вулкан 247—249
- Пюи-де-ла-Ваш, вулкан 248, 249
- Пюи-де-Лассола, вулкан 248, 249
- Пюи-де-Моншьё, вулкан 248
- Пюи-де-Париу, вулкан 248, 249
- Пюи-Мей, вулкан 249
- Раката**, вулкан
- Рандекер, маар 91
- Ранчо-Тепакуа, долина 164
- Рауль, вулкан 312
- Резина (Ретина) 148, 152, 154
- Рейкьявик 105, 309, 310
- Рейкьянес, подводный хребет 28
- Рейнрир, вулкан 89, 312
- Рейнские Сланцевые горы 229
- Рейнско-Ронский грабен 235
- Реюньон, остров 111, 314
- Рён, возвышенность 235, 238, 245
- Ривьер-Бланш, река 128
- Рим, 75, 149
- Ритгер, вулкан 312
- Риу-Гранди-ду-Сул, штат 231
- «Роддам», корабль 129, 130
- Родригес, остров 135, 136
- Рокуолл, банка 100
- Рольфсбюттель 235

- «Рорайма», корабль 129, 130, 132
 Ротамахана, гейзер 188
 Ротамахана, озеро 80
 Роте-Занд, маяк 221
 Роторуа, озеро 213
 Рохлиц 221, фото 7
 Руапеху, вулкан 294, 295, 312
 Рудные горы 219, 222, 238, 240, 242—245, фото 9
 Рудольф, озеро 177
 Руис, вулкан 313
 Румыния 254
 Рюкю, острова 140
 Рюкю, островная дуга 279
- Саар-Наэ, область 219
 Саксония, область 219, 228, 243
 Сакурадзима, вулкан 279, 290, 312
 Сальвадор 277, 304, 308, 315
 Самоа, острова 315
 Самосир, остров 80
 Сан-Бенедикто, вулкан 313
 — — остров 314
 Сан-Винченцо 166, 169
 Сангай, вулкан 170, 313
 Сангар, государство 280
 Сангхе, острова 315
 Сандвичевы острова *см.* Гавайские острова
 Сан-Джордано 148
 Сан-Мигель, вулкан 313
 Сан-Паулу, остров 109
 Сан-Себастьяно 148
 Санта-Анастазия 148
 Санта-Катарина, штат 231
 Санта-Крус, острова 315
 Сант-Альфио, община 163
 Санта-Мария, вулкан 281, 313
 Санторин, вулкан 59, 87, 245, 276, 277, 313
 Сан-Хуан, лавовый поток 166
 Сан-Хуан-де-Парангарикутиро 165, 302, фото 5
 Сапиху, кратер 165, 166
 Саркуи, вулкан 248
 Сарычева, вулкан 312
 Сассуоло 191
 Сатурн, планета 255
 Сахама, вулкан 313
 Свейнагья, вулкан 105
 Свиной остров 194
 Северная Америка 234, 315
 Северная Атлантика 233
 Северная Италия 191, 309
- Северная Ирландия 233
 Северная Саксония 220, 221, фото 7
 Северная Чехия 237, 238, 243, 245, 251, 253, 254
 Северное море 237
 Северный, остров 184, 187, 188, 212, 213, 294, 310
 Северо-Американская плита 28, 313
 Северо-Западная Африка 148
 Северо-Саксонская антиклиналь 220
 — — мульда 219, 220
 Северо-Саксонский вулканический комплекс (массив) 219, 220
 Сельфосс, вулкан 105, 310
 Семеру, вулкан 170
 Сен-Пьер 66, 127—131, 131—135, 281, 283
 Сент-Винсент, остров 127, 133, 135, 281
 Сент-Огастин, вулкан 312
 Сент-Хеленс, вулкан 89
 Сибирская платформа 210
 Сибирь 234
 Синарка, вулкан 312
 Сицилия, остров 68, 82, 149, 150, 159—162, 192, 245, 278, 314
 Скалистые горы 234
 Скафтау, река 106
 Скьяра-дель-Фуоко 166, 168
 Снайфедльсйёкуль, вулкан 105
 Снейк, река 234
 «Собачий грот» 182
 Сокомпа, вулкан 189
 Солнечная система 255, 256
 Солнце 197, 198, 204, 255, 265
 Соломоновы острова 67, 139, 315
 Сольфатара, вулкан 97, 150, 151, 182
 Сольфатара, район 190, 293
 Сомали 173
 Сомалийское плато 175
 Сомма, гора 148, 156
 Сомма, древний вулкан 92, 158
 Сомма, кольцевой вал кратера 91, 156
 Сомма-Везувий, двойной вулкан 91, 92, 147, 169
 Соос, болото 253, 254
 Соррент, мыс 149
 Средиземное море 98, 180, 277
 Средиземноморская область (Средиземноморье) 140, 277

- Срединно-Атлантический хребет 23, 24, 28, 100, 102, 103, 105, 108, 307, 314
- Срединный хребет 142
- Средний, вулкан 273
- Стабия 152, 154
- Старый служака, гейзер 185, 186
- Стаффа, остров 233
- Столпен, замок 242
- Строккр, гейзер 185
- Стромболи, вулкан 51, 52, 77, 91, 97, 150, 166—169, 245, фото 3
- Судан 178
- Судеты, горы 219
- Суматра, остров 80, 81, 136, 280
- Сумбава, остров 280
- Сурабая 283
- Суртсэй 13, 58, 105, 110, 313, фото 1, 4
- Сусва, кальдера 178
- Суфрнер, вулкан (остров Гваделупа) 135
- Суфрнер, вулкан (остров Сен-Винсент) 127, 133, 281, 313
- «Суше», крейсер 131
- США 133, 308, 310
- Сьерра-Невада, батолит 95
- Сьюдад-Реаль 245
- Тааль, вулкан 281, 297, 312
- Тамбора, вулкан 212, 274, 275, 280, 281, 312
- Танага, вулкан 312
- Танганьика, озеро 180
- Танзания 171, 172, 175, 177
- Танна, вулкан 312
- Тапунгато, вулкан 313
- Тарава, вулкан 312
- Таравера, вулкан 79, 187, 274
- Таравера, озеро 187, 312
- Тарандтский вулканический массив 222
- Тарандтский Лес 219, 221, 222
- Тараскан 163
- Тарсис (Фарсида), гора (М) 268, 269
- Таупо, вулканическая зона 184, 187, 293, 310
- Таупо, озеро 213
- Телеки, вулкан 177, 313
- Темборо, государство 280
- Тепла-Баррандиум, тектонический блок 240
- Тенгри-Нур, озеро 189
- Теплице (Теплиц) 254
- Тернате, вулкан 312
- Тетарата, гейзер 187
- Тетис 31, 148
- Тённинштейн 254
- Тибести, нагорье 99, 270
- Тибет, горы 189
- Тинакула, вулкан 312
- Тингвадлавати, вулкан 105
- Тира, остров 276
- Тирасия, остров 276
- Тирренская плита 149
- Тихий океан 49, 110—112, 117, 124—126, 140, 314, 315
- Тихо, кратер (Л) 263, 264
- Тихоокеанская плита 213, 312
- Тихоокеанская провинция 126
- «Тихоокеанский огненный пояс» см. «Тихоокеанское огненное кольцо»
- Тихоокеанско-Атлантический хребет 28
- «Тихоокеанское огненное кольцо» 5, 98, 125, 140, 308
- Тоба, озеро 80, 81
- Токио, 293
- Толбачик, вулкан 292
- Толима, вулкан 313
- Тонга, острова 124, 139, 315
- Тонга-Кермадек, вулканическая зона 139
- Тоон, вулкан 313
- Торисима, вулкан 312
- Торре-Аннунциата 148, 302
- Торре-дель-Греко 148
- Тоскана, область 149
- Тотенмаар, маар 250
- «Треугольник Афар», вулканический ландшафт 170—172, 174, 175
- Трещина Лаки см. Лаки
- Трещина Эльдгья см. Эльдгья
- Тризнек, кратер (Л) 265
- Тристан-да-Кунья, острова 109, 110, 123, 313, 314
- Трифольетто, древний вулкан 161
- Троодос, горы 226
- Троски 237, 239
- Тулнапалка, долина 217
- Тусиде, вулкан 312
- Тьяринган 136
- Тюрингенские Сланцевые горы фото 8

- Тюрингенский Лес 219
- Угарит** 277
- Уезд 237, фото 6
- Узон, кальдера 191
- Укат, река 72
- Унцендаке, вулкан 280
- Урал, горная система 227
- «Уральское море» 227
- Уран, планета 255
- Усти 235, 237, фото 6
- Уэйлуку, река 300
- Фарерские острова** 233, 245
- Фаял, остров 58, 69, 110, 313
- Федеративная Республика Германии (ФРГ) 219
- Фенноскандия, материковое ядро 208
- Филиппинская плита 312, 313
- Филиппинские острова 66, 279—282, 297, 304, 310, 315
- Филиппинский желоб 28
- Фингалова пещера 233
- Финляндия 208, 209
- Флегрейские Поля, вулканический ландшафт 149, 150, 293
- Фогельсберг, возвышенность 235, 239, 245
- Фогтланд, область 228
- Фогу, вулкан 91, 313
- Фор-де-Франс, город 128, 132
- Франтишкови-Лазне (Франценсбад) 252—254
- Франция 91, 133, 136, 219, 235, 245, 247, 253
- Френч-Фригит-Шол, остров 112, 115
- Фудзи-Бонни, вулканическая зона 139
- Фудзияма, вулкан 138, 312
- Фурнез, вулкан 313
- Фуэго, вулкан 313
- Хабнарфьордур**, вулкан 105
- Хайнберг, фото 7
- Хаккодаке, вулкан 312
- Халемаумау, лавовое озеро 67, 120—122, 269, 274
- Хальмахера, остров 139, 315
- Харта 221
- Хаттон**, банка 100
- Хверрагерди, вулкан 310
- Хвервисфльоут, река 106
- Хегау 245
- Хеймаэй, остров 9—12, 79, 104, 105, 275, 299, 301, 31
- Хельгафельд, вулкан 9—10
- Херьедален, район 209
- Хибокхибок, вулкан 282
- Хиера, остров 76
- Хило 119, 300
- Хиросима 274
- Хиртштейн 242, 243
- Хокена 120
- Хоккайдо, остров 142, 295
- Хондо (Хонсю), остров 137, 138, 182
- Хорульо, вулкан 61, 167, 313, 314
- Хофойёкудль, ледник 105
- Хоэ-Ахт, гора 250
- Хуалаи, вулкан 115, 116
- Хуан-Фернандес, острова 314
- Худ, вулкан 89
- Целебес**, остров 315
- Центральная Америка 139, 189, 296, 310
- Африка 314
- Европа 218, 222, 228, 235, 239, 245, 252
- Центрально-Африканский рифт 174, 178, 179
- Центрально-Европейская рифтовая зона 240
- Центральные Анды 216, 217
- Центральный массив Франции 219, 247
- Чад**, озеро 270
- Чивита, холм 154
- Чехословакия (ЧССР) 235, 239, 245, 252, 253
- Чешское Среднегорье (Чешские Средние горы) 235—238, 240
- Чили 214, 308, 315
- Чилийский подводный хребет 28
- Шаста**, вулкан 89
- Швабия, область 240
- Швабская Юра, горы 91
- Шварцвальд 219

- Швеция 207—209, 308
Шейбенберг, гора 238, 244, 245,
фото 9
Шивелуч, вулкан 142, 147, 291,
298, 312
Шимабара 280
Шишалдина, вулкан 312
Шкляры 245
Шотландия 106, 227
- Эбеко, вулкан 298, 312
Эгейское море 245, 276, 314
Эгер см. Огрже
Эдуард, озеро 180
Эйфель, возвышенность 91, 235,
245, 250, 253, фото 10
Эйяфьяллайёкудль, вулкан и лед-
ник 105
Эквадор 170, 279, 315
Элгон, вулкан 177
Элисиум (Элизий), вулкан (М)
270
Эльбы, линеамент 240
Эльдгья, вулкан 81, 105
Эль-Лако 308
Эми-Куси, вулкан 220, 313
Эмс, река 235
Эпи, вулкан 312
Эрайвайёкудль, вулкан и ледник
105
Эратосфен, кратер (Л) 259
Эрта-Але, вулкан 82, 174, 313
- Этна, вулкан 47, 52, 61, 68, 82, 92,
140, 159, 161—163, 169, 245,
247, 278, 284, 199, 301, 313
Эфиопия 171, 174, 175, 314
Эфиопское плато 175
- Южная Америка 124, 210, 214,
230—232
— Африка 233
— Италия 150
Южно-Американская плита 28,
313
Южно-Атлантический (подвод-
ный) хребет 28
Южные Альпы 226
Южный, остров 212
Юкатан, полуостров
Юпитер, планета 255
Юра, горы (Л) 258
- Ява, остров 91, 135, 136, 170, 189,
278—280, 302, 303, 315
Яванский желоб 28
Якеяма, вулкан 182
Якимовский глубинный разлом 240
Ямайка, остров 90
Ян-Майен, остров 109, 110, 297,
314
Япония 137—139, 141, 182, 189,
225, 278—281, 284, 286, 289, 290,
293, 296, 299, 304, 310, 315
Японский желоб 28

Содержание

<i>От переводчика</i>	5
<i>Вулкан пробуждается</i>	9
<i>«Новая глобальная тектоника» — ключ к пониманию вулканизма Земли</i>	15
О концентрическом внутреннем строении Земли	15
От дрейфа континентов к «новой глобальной тектонике»	20
<i>Тепловая энергия Земли — движущая сила вулканизма</i>	32
<i>Продукты вулканизма</i>	39
Магма — источник продуктов вулканизма	39
Вулканические газы — фактор, вызывающий вулканические извержения	48
Лавы	54
Рыхлые вулканические продукты	64
Проблемы игнимбритов	69
<i>Вулканические постройки</i>	76
Вулканы линейного типа	78
Вулканы центрального типа	81
Сложные вулканические постройки	91
Плутоны и субвулканы	92
<i>Формы проявления современного вулканизма</i>	97
Вулканизм океанических рифтовых зон	99
Океанический внутриплитовый вулканизм	110
Вулканизм зон субдукции и связанных с ними краев микроплит	123
Высокоэксплозивный вулканизм	126
Смешанный эксплозивно-эффузивный вулканизм	140
Вулканизм умеренного типа	167
Континентальный рифтовый вулканизм	170
Вулканические эксгальциации и поствулканические явления	180
Вулканические эксгальциации	180
Гейзеры и горячие источники	183
Грязевые вулканы	190
<i>Формы проявления вулканизма в геологическом прошлом</i>	195
Ранний вулканизм Земли	196
Без вулканизма — ни атмосферы, ни гидросферы, ни жизни!	202
Следы вулканизма в древних материковых областях	205
Риолитовый и андезитовый вулканизм геологического прошлого	211

Свидетели исчезнувших океанов	222
Покровные базальты материков	229
Мезозойский — кайнозойский рифтовый вулканизм Европы	234
Последние из действовавших в доисторическую эпоху вулканов Западной и Центральной Европы	245
<i>Формы проявления внеземного вулканизма</i>	255
<i>Вулканическая энергия — вулканические катастрофы</i>	272
Вулканическая энергия	272
Вулканические катастрофы	275
<i>Наблюдения за вулканами, прогноз извержений и меры защиты</i>	284
Наблюдения и прогноз	284
Меры защиты от вулканических извержений	299
<i>Об использовании вулканизма</i>	305
<i>Географическое размещение вулканов</i>	311
<i>Список литературы</i>	317
Именной указатель	320
Предметный указатель	322
Указатель названий	332

Хорст Раст

ВУЛКАНЫ И ВУЛКАНИЗМ

Научный редактор Н. А. Никишина. Мл. редактор Н. М. Терехина
Художник В. И. Харламов. Художественный редактор А. В. Проценко
Технический редактор Е. В. Ящук. Корректор В. И. Постнова

ИБ № 3021

Сдано в набор 22.03.82. Подписано к печати 10.06.82. Формат 84×108¹/₃₂.
Бумага типографская № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая.
Объем 5,51 бум. л. Усл. печ. л. 18,48, в т. ч. 0,42 вклейки. Усл. кр.-отт. 19,95.
Уч.-изд. л. 18,93. Изд. № 5/1559. Тираж 25 000 экз. Заказ 208. Цена 1 р. 70 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР», Москва, 1-й Рижский пер., 2.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва, 113105, Нагатинская ул., д. 1.

Сканирование - *Беспалов, Николаева*
DjVu-кодирование - *Беспалов*



Ір. 70 к.

Х. Раст
**Вулканы
и
вулканизм**



Вулканы и вулканизм



Х. Раст

