

---

А. Е. СВЯТЛОВСКИЙ

---

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ  
ВУЛКАНОЛОГИЯ

---

А. Е. СВЯТЛОВСКИЙ

---

# МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ВУЛКАНОЛОГИЯ

3895



МОСКВА «НЕДРА» 1982



Святловский А. Е. Морфологическая вулканология. М.: Недра, 1982, 256 с.

Посвящена анализу рельефа вулканических ландшафтов и их изменений в связи с региональными условиями. Рассматриваются процессы, определяющие морфологию вулканических областей и роль глубинных структур в их становлении, излагаются общие закономерности формирования вулканического рельефа. Дается описание морфоструктур новейших вулканических ландшафтов планетарного, глобального, регионального и локального типов на основании представлений о геоморфологических уровнях вулканизма, морфогенетических рядов вулканов и формаций вулканического рельефа. Рассматриваются проявления вулканической деятельности, регулируемой принципом экономии энергии на различных геоморфологических уровнях. На основе геоморфологического анализа расширены представления о телескопированном рифтогенезе, как о модели образования морфоструктур базальтовых покровов второго слоя дна молодых океанов.

Книга рассчитана на широкий круг читателей — геологов, геоморфологов, географов.

Табл. 2, ил. 63, список лит. — 50 названий.

Рецензент член-корр. АН СССР Н. А. Флоренсов (ИЗК СО АН СССР)

Рассматривая теоретические основы процессов образования самого изменчивого эндогенного рельефа — вулканического, сделаем несколько вводных замечаний.

Задача автора — показать путем анализа рельефа вулканических областей значение и сопряженность тектоники и вулканических процессов в развитии вулканического рельефа Земли. При этом дается историко-геологический обзор геотектонических условий образования современного рельефа новейших вулканических областей.

После давно забытого периода господства в начале прошлого века вулканической теории поднятия гор, среди теоретических идей горообразования мы переживаем возрождение представлений о ведущей роли вулканизма в динамике земной коры. Вулканологи вправе гордиться тем, что главнейший процесс в современной теории тектоники плит — расширение (спрединг) океанического дна, вызывающий перемещение литосферных плит, приписывается базальтовому вулканизму — внедрению базальтовых «клиньев» в расщелины рифтов срединно-океанических хребтов. Но не только теоретические проблемы динамики и энергетики земной коры связываются с вулканизмом, на него опирается и теория рудообразования. Ведущие металлогенисты отводят важную роль в образовании ряда рудных месторождений вулканическим процессам. Наконец, геотермальная энергетика уделяет огромное внимание вулканическим областям, где в наиболее концентрированном, а следовательно, и пригодном для практического использования виде освобождается внутреннее тепло Земли.

Вулканология еще не располагает достаточно широкими теоретическими данными по изучению морфологии вулканических построек. Классические исследования Ф. Вульфа, К. Заппера, Г. Тиреля опирались главным образом на географические представления и были описательными. Вулканологические труды наших современников А. Ритмана, Г. Макдональда, Х. Вильямса посвящены главным образом общим проблемам. Широко известные монографии К. Коттона «Вулканы как форма ландшафта» и Д. Грина «Вулканический рельеф планет» также не выходят за рамки формальных описаний морфологии вулканических образований. В исследованиях советских ученых — А. Н. Заварицкого, В. И. Влодавца, Б. И. Пийпа, Г. С. Горшкова, И. В. Лучицкого, Г. М. Фреда и других рассматривались лишь специальные вопросы вулканологии и проблемы палеовулканологии. Геоморфологические исследования обычно ограничивались региональными обзорами. Так, Камчатка и Курильские острова описаны И. В. Ме-

лекесцевым, О. А. Брайцевой, Н. Н. Кожемякой и др. в сводных монографиях «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока», а К. Н. Паффенгольцем, С. П. Бальяном, Е. Е. Милановским и др. даны описания вулканизма и рельефообразования Кавказа и Закавказья.

Геоморфологические исследования и анализ развития современных вулканических ландшафтов ведутся в диапазоне новейшего геологического времени. Изучение рельефа древних вулканических областей проводится с позиций актуализма. При этом сопряженность вулканизма, тектоники и денудации позволяет оценить масштабы эндогенных и денудационных процессов в истории формирования вулканических ландшафтов различных тектонических регионов.

Исходя из принципов направленного развития процессов рельефообразования, рассматривается геоморфологический вулканический цикл, в течение которого происходит эволюция аккумулятивного рельефа вулканической области от расчлененного к выровненному. Конечным этапом геоморфологического цикла является формирование нового пенеплена под влиянием денудационных процессов.

Морфологическая вулканология прошла стадии географического, морфологического и морфометрического описания вулканического рельефа и в настоящее время начинает опираться на региональные морфоструктурные исследования с геолого-геофизическим обоснованием вещественного состава и стадийного происхождения морфоструктур. Комплексность морфоструктурного анализа подкрепляется геофизическими, геохимическими и петрологическими исследованиями, позволяющими установить связь между глубинным строением Земли (тип, мощность и структура земной коры) на разных стадиях петрохимической эволюции и характером морфоструктур. Чрезвычайная выразительность вулканических форм рельефа, выступающих на дистанционных снимках и картах, казалось бы, исчерпывает задачи геоморфологического анализа. Однако, судя по методическим приемам, позволяющим дешифрировать весьма отдаленные корреляционные признаки между геоморфологическими линеаментами и геофизическими чертами глубинной структуры, дистанционное изучение морфоструктуры вулканических областей находится еще на самой ранней стадии. На этом пути от формальных описательных методов исследования морфологическая вулканология перейдет в будущем к генетической геолого-геофизической методике интерпретации региональных закономерностей развития рельефа вулканических областей.

Учитывая необходимость дальнейшей разработки и уточнения ряда положений, выдвинутых в книге, автор рассчитывает на соответствующие замечания и рекомендации читателей, за которые заранее благодарен.

**Учение о геоморфологических циклах В. Девиса.** Общей предпосылкой развития денудационного рельефа, по представлениям Девиса (1889 г.) [5], является тектоническое поднятие суши. Экзогенные процессы активно проявляются в областях поднятия, и эволюция рельефа последовательно проходит ряд стадий: а) юности — этап омоложения поднятого выровненного рельефа под действием эрозионных процессов; при этом в омоложении рельефа могут участвовать вулканические процессы, создавая дифференцированный контрастный рельеф; б) зрелости — этап создания расчлененного рельефа с постепенно замедляющейся энергией развития эрозионных процессов; в) старости — этап выполаживания рельефа, понижения водоразделов, замирания флювиальной эрозии и образования холмистой равнины — пенеплена.

Эти стадии составляют в совокупности нормальный геоморфологический цикл развития, приводящий к формированию пенеплена. Последующий цикл омоложения рельефа начинается возобновляющимся поднятием и расчленением пенеплена. При этом денудация начинает действовать вслед за поднятием.

В число экзогенных факторов, определяющих развитие рельефа, В. Девис наряду с нормальным — водно-эрозионным циклом развития вводил циклы, учитывающие пустынные, ледниковые и морские географо-климатические условия. Нормальный геоморфологический цикл объединяет три стадии развития рельефа с учетом главным образом флювиальных процессов. В. Девис полагал, что возникающий на пенепленизированной поверхности вулканический рельеф с лавовыми плато и коническими вулканами после завершения извержений подвергается расчленению и рельеф вновь возвращается к стадии пенеплена.

В. Девису удалось создать четкие картины стадийного развития рельефа, не завуалированного другими процессами, чему способствовал ряд методических упрощений в его построениях. Рассматривая процессы быстрого поднятия страны при отсутствии сильной эрозии, с последующим периодом почти полной стабилизации, он не отрицал возможность медленного поднятия, при котором формы рельефа с самого начала цикла приобретали черты зрелости, минуя стадию молодости. В. Девис подошел к вопросу о развитии рельефа вулканических областей с тех же позиций, которые свойственны его концепции развития невулканического рельефа. При разрушении вулкана и окружающей его лавовой равнины на поднятом пенеплене. В. Девис оценивал вулканизм как случайное явление, которое лишь нарушило и удлинит ход нормального эрозионного цикла. При этом вулканизм был обусловлен временной

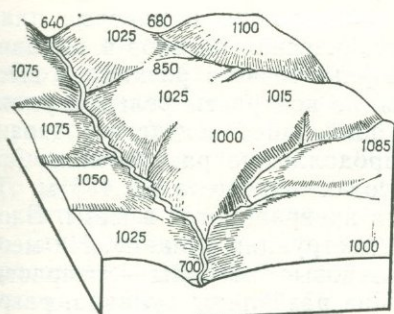
связью земной поверхности с вулканическим очагом, питающим вулканы и, следовательно, представлялся как процесс в некоторой степени не зависмый от общего развития земной коры.

В советской геологической литературе взгляды В. Девиса неоднократно подвергались критике Б. Л. Личковым, К. К. Марковым и другими исследователями. Главным недостатком представлений В. Девиса об эволюции рельефа вулканической области является обособление вулканизма от тектонических процессов развития земной коры. В идеальном цикле развития вулканического рельефа обычно сочетаются три элемента: формирование вулкана при извержении, движения фундамента и эрозия. В. Девис упростил схему цикла, принимая во внимание только вулканизм и эрозию стабилизировавшегося до вулканизма блока земной коры после чрезвычайно быстрого тектонического поднятия, в течение которого эрозия практически исключалась. Создаваемый в результате такого цикла идеальный рельеф страдал недостатком: в нем не запечатлевались движения земной коры в процессе вулканизма и эрозионного рельефообразования.

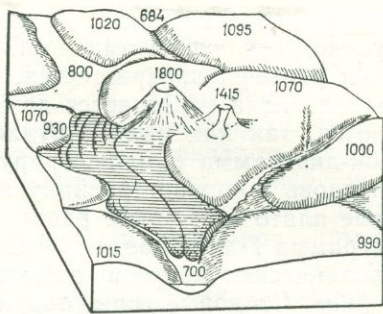
Чтобы оценить взгляды В. Девиса, рассмотрим его блок-диаграммы, иллюстрирующие развитие форм земной поверхности в периоды вулканической деятельности (рис. 1).

На блок-диаграмме 1 изображен поднятый пенепплен, представляющий собой плосковерхие округлые возвышенности, разделенные системой плоскодонных долин, с разницей высот 460 м. Общее поднятие страны произошло до начала вулканических извержений. На блок-диаграмме 2 показан ход вулканических извержений в начале эрозионного цикла. Рельеф и высота пенепплена остаются стабильными. Изменение в рельефе происходит в результате роста вулканического конуса с относительной высотой 1600 м и излияния лавовых потоков, заполняющих речные долины. Блок-диаграмма 3 показывает продолжающиеся излияния и возникновение рядом с первым второго вулкана. В результате эрозии, происходящей при постоянном базисе, общая высота пенепплена понижается, и разница в высотах страны (не считая вулканогенного рельефа) снижается до 410 м. Высота вулкана достигает 1800 м. Из блок-диаграммы 4 видно, что первый вулкан прекратил извержение. Соседний вулкан достиг большей высоты (2400 м). Территория вокруг вулканов залита лавовыми потоками, образующими плоскогорья, лежащие на одной высоте с плосковерхими возвышенностями пенепплена. В подпруженных потоками долинах образуются озера. Реки прокладывают новые пути в обход лавовых потоков (инверсия рельефа). Лавовые излияния выравнивают рельеф, заполняя его впадины и долины рек. Контрасты рельефа создаются благодаря образованию вулканического конуса и врезыванию речных долин. Высота окружающих вулкан возвышенностей понижается вследствие эрозии, и разница в высотах пенепплена снижается до 375 м.

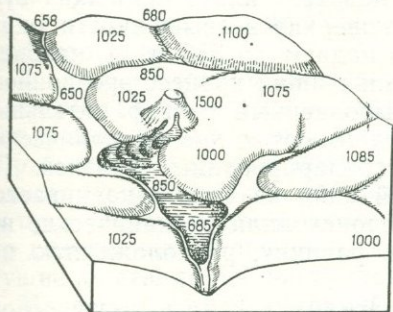
После окончания вулканических излияний происходит деструкция вулканического рельефа, что показано на блок-диаграмме 5.



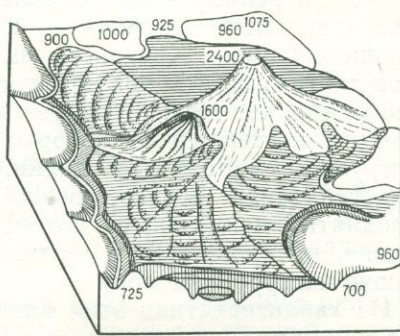
1



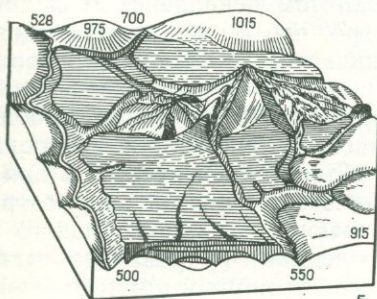
3



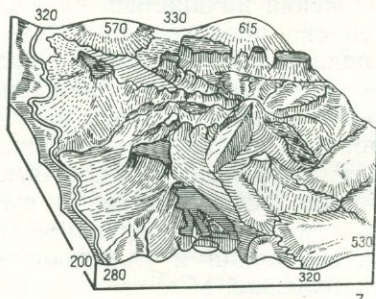
2



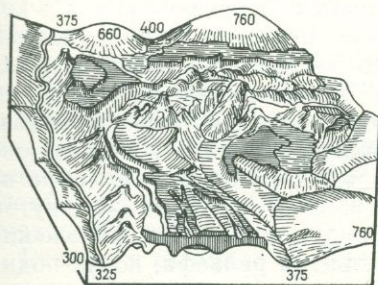
4



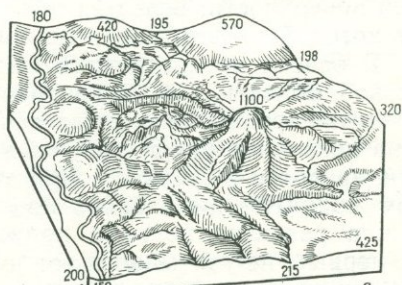
5



7



6



8

Рис. 1. Развитие рельефа вулканической области (по В. Девису).  
1—8 — блок-диаграммы этапов развития рельефа (высоты в метрах)

Вулкан прорезан системой радиальных долин, и лавовые плато глубоко расчленены ими. Роль вулканических потоков в выравнивании рельефа прекращается, в результате чего разница в высотах пенеplена повышается до 515 м, но контрасты рельефа уменьшаются, так как высота вулкана понизилась вследствие эрозии. Блок-диаграмма 6 иллюстрирует продолжение расчленения. Эрозия вновь понижает разницу в высотах пенеplена до 435 м. Лавовые плато в процессе расчленения превращаются в мезы. Блок-диаграмма 7 дает картину быстрой деструкции вулкана. На месте вулканических конусов остаются лавовые останцы — «жерловые пробки». Столовые горы, окружающие развалины вулкана, разрушаются, и рельеф эродированного лавового плато подножия вулкана становится похожим на плосковерхие возвышенности окружающего района. Контрасты высот падают до 335 м. И, наконец, блок-диаграмма 8 характеризует дальнейший процесс эрозионного понижения рельефа. Образуется выровненный рельеф отдельных возвышенностей, среди которых поднимаются две вулканические экструзии — «пробки» и дайки, отпрепарированные эрозией. По представлениям Девиса, эрозионный цикл на этом заканчивается и поднятый пенеplен, на котором происходили вулканические излияния, превращается в холмистую равнину, расположенную невысоко над уровнем моря.

Из характеристики этих блок-диаграмм можно вывести основные принципы, на которые опирался В. Девис: 1) вулканические извержения начинались на уже поднятом пенеplене; 2) поднятие пенеplена происходило столь быстро, что он за время поднятия не подвергался эрозии; 3) вулканические излияния сопровождались денудационным понижением рельефа; 4) вулканическая деятельность проявлялась в начале эрозионного цикла общего нивелирования рельефа и заканчивалась до окончания эрозионного цикла; 5) рельеф вулканической области формировался при постоянном базисе эрозии; 6) вулканические излияния рассматривались как явление случайное, нарушающее ход нормального эрозионного цикла и удлиняющее последний; 7) развитие рельефа вулканической области протекало как замкнутый цикл; вулканический рельеф создавался при извержениях на пенеplенизированной поверхности; вслед за этим вступала в действие эрозия, в конце которой рельеф вновь принял облик первоначальной равнины.

В основе представлений Девиса о развитии рельефа вулканической области лежит предпосылка, заключающаяся в том, что развитие эрозионного цикла начиналось после поднятия пенеplена. Она позволила рассматривать эволюцию рельефа как стадии юности, зрелости и старости. При этом после омоложения рельефа путем поднятия цикл вновь повторялся. Этот принцип замкнутого цикла развития рельефа привел к ряду ошибочных положений: во-первых, не учитывался тот путь развития рельефа, когда поднятие страны преобладает над эрозией и отсутствовала связь между эволюцией рельефа и геотектоническим развитием страны. Во-вторых, принималось положение, что тектонические движения проис-

ходят прерывисто, пульсационно и между периодами быстрого поднятия наступает тектонический покой, во время которого начинают действовать эрозионные факторы. В-третьих, не рассматривалась связь тектонических поднятий с развитием крупных структурных форм земной коры. Это происходило потому, что для Девиса пенеплен, поднятие которого является началом эрозионного цикла, имел главным образом морфологическое значение, а не учитывался в качестве развивающейся тектонической структуры. Такое неопределенное значение решающих факторов рельефообразования — исходных форм рельефа и тектоники — ставит под сомнение конкретные представления В. Девиса о направлении развития эрозионного рельефа и соответствие дедуктивных представлений о стадиях эрозионного цикла с фактическим путем рельефообразования.

В защиту позиций В. Девиса следует сказать, что он пользовался иногда искусственно упрощенными построениями, при которых принимались условия, что быстро тектонически поднимающиеся районы не успевают подвергнуться эрозии. Формирование природного вулканического ландшафта часто естественно идет по этому пути. Формы вулканического рельефа образуются столь быстро, что денудационные процессы не успевают разрушать вулканы, растущие до стадии полной зрелости.

**Морфологический анализ В. Пенка.** Главное внимание при формировании рельефа В. Пенк уделял изучению эндогенных и экзогенных процессов. В зависимости от соотношений их роли в строении горных склонов он различал три типа склонов: 1) выпуклые склоны восходящего горного рельефа, которые образуются при поднятии области, превышающей скорость ее денудации; 2) ровные прямые склоны горного ландшафта, формирующиеся в условиях, когда тектоническое поднятие равно денудации; 3) вогнутые склоны, характерные для нисходящего развития рельефа, образующиеся, когда денудационные процессы развиваются более активно, чем происходит тектоническое поднятие. Эти типы склонов, создающиеся в денудационных ландшафтах, хорошо выражены в аккумулятивных постройках вулканических областей. При этом тектоническое поднятие здесь дополняется другим эндогенным процессом — ростом эруптивного насыпного вулкана. Крутизна склонов и их форма у вулканов также зависит от типа лав.

Приемлемое для горных стран представление о денудации, проявляющейся в самом ходе ступенчатого поднятия территории, когда при непрерывном поднятии, сопровождаемом ступенчатыми разломами, формируется многоярусный рельеф «предгорных лестниц», тρέбует в вулканических областях ряда дополнений. Они учитываются при построении схемы эволюции вулканогенного рельефа в орогенной области.

Различие взглядов В. Девиса и В. Пенка заключается в методическом подходе. В. Девис анализировал роль денудационных агентов вслед за свершившимся поднятием района. В. Пенк рассматривал процессы поднятия и денудации во взаимодействии,

упуская, однако, тектонические разрывы между ступенями денудационных поверхностей («предгорная лестница» В. Пенка). Следует отметить, что при анализе эволюции рельефа вулканического ландшафта методика В. Девиса учитывала условия, связанные со скоростью извержений как рельефообразующего процесса. Образование вулкана происходит столь быстро и его форма в период активности столь хорошо поддерживается регулярными извержениями, что практически мы сталкиваемся с вулканическим рельефом как с поверхностью, «мгновенно» омоложенной поднятием.

Современным представлениям соответствует идея В. Пенка об активной роли магматических поднятий в формировании рельефа. Многочисленные вулканические области имеют отпечаток этих процессов. Например, лакколиты Минеральных Вод, экструзивные формы вулканизма и, наконец, в широком смысле грандиозные поднятия горных систем, несущих в фундаменте гранитные батолиты.

Исследования советских ученых внесли существенный вклад в геоморфологию. Представления И. П. Герасимова (1943 г.) о стадиях цикла основного морфогенеза исходят из дальнейшего рассмотрения соотношений между тектоническими поднятиями и денудационными процессами, предложенных В. Пенком. И. П. Герасимов ввел в стадии морфогенеза дополнительно аккумулятивные факторы, позволившие получить следующие «формулы» основных типов аккумулятивного рельефа:

$+T < Д$   
пенеплензация  
(пенепленогения)

$+T = Д$   
образование плато  
(платогения)

$+T > Д$   
образование гор  
(орогения)

$-T = А$   
образование аккумулятивных равнин  
(пленогения)

$-T > А$   
образование погруженных равнин  
(дипленогения)

где  $T$  — тектоника;  $Д$  — денудация;  $А$  — аккумуляция + поднятие — опускание.

Представления об аккумуляции как рельефообразующем процессе имеют значение при изучении вулканических областей. При этом происходит образование аккумулятивных лавовых плато и их погружение под влиянием силы тяжести в процессе накопления мощных толщ. Накопление базальтовых покровов аналогично образованию тектонических прогибов, погруженных под тяжестью осадочных отложений.

И. П. Герасимов разделяет формы поверхности Земли на три группы, из которых две — геотектуры и морфоструктуры — являются морфотектоническими формами рельефа. Третья группа форм рельефа — морфоскульптуры — формируется при ведущем значении эрозии.

Вулканические формы рельефа в глобальном масштабе — вулканические пояса, наложенные на различные геотектонические ре-

гионы, входят в геотектуры; к морфоструктурам могут быть отнесены региональные вулканические области.

Для морфоскульптур локальных вулканических сооружений следует отметить, что вулканические формы рельефа легко поддаются экзогенным агентам разрушения, а действующие вулканы способны восстанавливать формы, нарушенные эрозией, путем многократной аккумуляции продуктов извержения.

К. К. Марковым (1948 г.) введено понятие о геоморфологических уровнях, включающее представление о преобладающем при затухании тектонических и вулканических процессов действии абразии и эрозии, формирующих обширные поверхности выравнивания, обладающие минимальной энергией рельефа. Экзогенные процессы на фоне колебательных движений земной коры формируют абразионно-аккумулятивный, денудационный и другие уровни, в создании которых участвуют и климатические факторы.

Уровни следующие: 1) уровень океана (абразионно-аккумулятивный), 2) уровень пенеплена, связанный с общей денудацией, 3) уровень снеговой границы, выше которого лежат вечные снега и ледниковые цирки, 4) верхний денудационный уровень вершин гор. Геоморфологические уровни располагаются на определенной высоте, связанной с границами термодинамического поля данного процесса, и образуют вертикальный ряд, концентрический по отношению к земному шару. Изменение положения геоморфологических уровней, их деформации происходят под влиянием эндогенных процессов (тектоника) и экзогенных процессов (изменение климата и стиля денудации). Следовательно, изучение геоморфологических уровней — путь познания взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Вулканизм, являющийся эндогенным термодинамическим процессом, происходит на определенных геоморфологических уровнях. Однако высота этих уровней определяется наличием тепловой энергии, способной поднять на поверхность Земли из недр глубинное вещество в нагретом состоянии [29].

Геоморфологические уровни вулканических излияний (ГУВИ) изменяются в зависимости от глобальных, региональных и локальных условий, и являются одним из факторов, обуславливающих интенсивность вулканизма. Другими факторами, стимулирующими или тормозящими вулканизм, являются мощность теплового потока и положение фронта тепломассопереноса, глубина вулканических очагов питания вулканизма, тип и петрохимия вулканизма, определяющие газовое и гидростатическое давление, вулкано-тектоника и пр. Следовательно, вулканизм, подобно поднятию гор, лимитируется глубинной энергией, определяющей геоморфологические уровни, на которые может быть поднята магма при вулканических извержениях.

Начинаясь на низких ГУВИ, массовые ареальные вулканические извержения сменяются на более высоких ГУВИ извержениями центрального типа, проявляющимися в горных странах на уровнях высотой в несколько километров. К региональным процессам

понижения ГУВИ относится формирование различных вулканотектонических обрушений, отвечающих разным этапам геологической истории регионов (рифты, депрессии, кальдеры).

ГУВИ определяется в конкретных региональных условиях. При этом структурные процессы, понижающие ГУВИ, имеют свои региональные черты и сопровождаются соответствующими изменениями типов вулканизма. Следует учитывать условия понижения ГУВИ в геосинклинальных, орогенных и платформенных условиях.

Геоморфологические структуры, по которым можно фиксировать вертикальные движения в рельефе, — это пенеплены, речные террасы и морские надводные и подводные террасы. Они соответствуют различным по значимости вертикальным движениям и останкам между ними.

Образование пенепленов характерно для районов с нисходящим развитием рельефа, где преобладающую роль играют экзогенные процессы, при подчиненной и эпизодической роли тектонических поднятий. Образование пенепленов характерно для длительных периодов тектонического покоя, разделяющих геотектонические эпохи. Естественно, что в современных геосинклинально-орогенных вулканических областях нет условий для формирования обширных поверхностей выравнивания. Что касается морских и речных террас, то они широко распространены в вулканических областях и являются хорошими реперами для датирования относительного возраста вулканических отложений, позволяя также коррелировать вулканические извержения с эпизодическими тектоническими движениями неоген-четвертичного возраста.

Теоретические исследования советских ученых имели большое значение для разработки представлений о формировании рельефа вулканических областей. Важное направление геоморфологии — учение о поверхностях выравнивания получило серьезное обоснование в работах Б. Л. Личкова, И. С. Щукина, Ю. А. Мещерякова, Д. А. Тимофеева, Д. Г. Панова и Д. В. Борисевича. Работы В. А. и С. В. Обручевых заложили основы изучения вулканического рельефа Сибири и Восточной Азии. Необходимо также подчеркнуть роль советских геоморфологов — М. А. Фаворской, И. Н. Томсон, И. К. Волчанской, А. В. Орловой, В. А. Баскиной и других — в разработке методики морфоструктурных исследований при поисках рудных месторождений в вулканических областях.

## МОРФОТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

---

**Общие проблемы морфотектоники.** Для планет земной группы характерна твердая оболочка — кора, слоистое строение которой определяется историей длительного развития под влиянием гравитационных процессов. Земля является первым объектом изучения слоистых оболочек, проводимого геофизическими (сейсмическими) и геологическими методами.

Форма планет обусловлена гравитационными силами, действовавшими в условиях их вращения и способными преодолеть силы молекулярного сцепления. В результате планеты под влиянием ротационных сил приняли шарообразную форму и произошла дифференциация слагающего их вещества. Глубинные процессы в расчлененных планетах вызвали дегазацию внутренних оболочек, а теплоемкость, поддерживаемая внутренними источниками тепла, с привнесом к поверхности ресурсов энергии, обеспечивает вулканическую деятельность. Агенты тепломассопереноса — газовая фаза — выступают как самый активный фактор извержений.

Морфологическая классификация рельефа планет земной группы построена на общей основе морфологической планетологии с выделением рельефа различного ранга: а) планетарные морфоструктуры — концентрические оболочки планет, образующиеся при взаимодействии космических сил тяготения и энергии недр планет; б) глобальные морфоструктуры, развивающиеся на фоне планетарных как континентальные и океанические площади с крупными структурными формами рельефа, охватывающими континентальную и океаническую кору; в) региональные морфоструктуры в условиях тектонических регионов, образующие орогенные и платформенные структуры в пределах континентов и дна океана; г) локальные структуры, определяющие формирование отдельных вулканических аппаратов в условиях локальных динамических зон растяжения — антиклиналей, разломов, куполов и сводов — в различных региональных условиях.

Из планет Солнечной системы вулканизм имеет наибольшее развитие на Марсе и спутнике Юпитера Ио.

Учитывая главные закономерности развития внешних оболочек планет, выражающиеся в преобладании вертикальных движений, гипотеза новой глобальной тектоники может быть исключена из планетарных построений. Поскольку процесс гравитационной дифференциации является главным в развитии планет, проявление горизонтальных движений наиболее реально в масштабе вулкано-тектонического растяжения и шарьяжных структур; вертикальные тектонические движения позволяют объяснить динами-

ку планет, кора которых не обнаруживает сдвиговых деформаций значительных размеров. Планетарные структуры (линеаменты), обязательные для всех планет, обусловлены их сферической формой и подчинены гравитационным силам. Рисунок глобальных линеаментов отличается индивидуальностью для каждой из планет. Глобальные структуры Земли, типа разломов Бенюфа в островных дугах океанов, обусловлены помимо планетарных сил геосинклинальными процессами, происходящими только на Земле — планете, где имеются океаны и происходит осадкообразование. На каждой из планет глобальная система линеаментов может отличаться в зависимости от своеобразия структуры планетной коры. Иными словами, глобальная система линеаментов является конкретным выражением планетарной в условиях каждой из планет.

Вулканизм охватывает все достаточно крупные планеты Солнечной системы. Он связывает глубинные и поверхностные процессы структурообразования в зонах с аномальными тепловыми потоками. Если такое предположение в течение сотен лет рассматривалось как гипотеза, судя по морфологическим аналогам лунных и земных кратеров, то в настоящее время к вулканическим процессам на планетах следует подходить, учитывая общие условия строения планет, допускающие их дефлюидизацию, лежащую в основе вулканизма.

Исходя из положения о главенствующей роли тектоники в формировании рельефа молодых складчатых областей, изучению рельефообразующей роли вулканизма следует предпослать рассмотрение вопроса о соотношении структурных черт вулканизма с тектоникой в планетарных условиях. Общие принципы вулкано-тектоники могут быть выделены на основе рассмотрения планетарных условий вулканической деятельности для планет земной группы.

Вулканическая деятельность в настоящее время установлена на главных планетах Солнечной системы — на Земле, Марсе, Венере, Меркурии и их спутниках — Луне, Ио и др. Несмотря на разновозрастность вулкано-тектонических процессов на этих планетах могут быть выявлены общие принципы планетарного вулканизма.

На всех планетах земной группы известна лунная стадия вулканизма — образование глобальных впадин, заполненных плато-базальтами, которая на Земле разделяется на стадию кольцевых структур раннего допротерозойского периода развития планетной коры (4 млрд. лет назад) и стадию морей и океанов мезозоя (200—250 млн. лет назад).

Формирование материковой коры является длительным процессом, идущим с перерывами на протяжении всей геологической истории планеты. Этот процесс обратим, так как на материковую кору накладывается формирование океанических впадин, выполненных базальтами. Ввиду неполной дифференциации сиалической земной коры (анортозитового типа?) базальты, выплавляемые в кольцевых структурах, отличались от современных меньшей ос-

новностью. Скорее это были породы, близкие к трахиандезитам. Вулканические ландшафты Земли при этом были однообразны и имели меньшую дифференциацию рельефа.

Стадия морей и океанов, начавшаяся в раннем мезозое, охватила на Земле обширные пространства с образованием наложенных впадин с базальтовыми излияниями. В результате на Земле резко дифференцировались субаэральные и подводные вулканические ландшафты и геоморфологические формации.

Площадные базальтовые излияния приурочены к площадям или поясам обрушения, наиболее отчетливо наблюдающимся на Луне, Марсе, Венере. Наряду с этим на каждой из планет могут быть выявлены региональные вулканические пояса и зоны, где господствуют тектонические условия, обуславливающие проявление типов вулканизма, близких между собой на разных планетах. Региональные условия вулканизма на Земле в условиях гидросферы своеобразны. Масштаб переотложения горных пород в геосинклинальных условиях Земли не имеет себе равного на других планетах. Соответственно и более своеобразны земные вулканические ландшафты и геоморфологические формации.

Вулканизм — эндогенный процесс, характерный для планет земной группы, играет на протяжении истории каждой планеты важную структурообразующую роль. Такое подобие позволяет искать в истории планет сходства в этапах и типах вулканизма.

Поверхность планет отличается разнообразием форм рельефа, запечатляющего деятельность как глубинных сил, представленных тектоническими движениями и вулканизмом, так и результаты внешних воздействий — разнообразных эрозионных процессов и шрамов, нанесенных падением метеоритов, принесенных из космического пространства. Хорошо изученная на Земле определенная последовательность в наложении различных форм рельефа, свойственная вулканическим и тектоническим проявлениям, позволяет выделить среди рисунка рельефа черты, созданные вулканическими силами планеты. Так, структурно организованное в виде лавовых плато и вулканов глубинное вещество, излившееся на поверхность, создает формы рельефа планет, чрезвычайно выразительно проявляющиеся при дистанционной съемке (космической или аэрофотосъемке). Расположение вулканов и кальдер по отношению к тектоническим структурам позволяет отделить истинные вулканы от сходных по форме и структуре метеоритных кратеров. Древнейшие вулканические проявления на Земле относятся к 2,8—3 млрд. лет. Такой же возраст имеет базальтовая лава, доставленная с Луны. Древнейший базальт Луны  $3,95 \cdot 10^9$  лет, юный базальт  $3,15—3,36 \cdot 10^9$  лет (море Эратосфена).

Вулканическая деятельность занимает определенное положение в развитии различных тектонических регионов. Динамически она связана с этапами растяжения, вызванного тепломассопереносом из глубин, в процессе развития восходящего рельефа в пределах мобильных поясов и активизированных платформ. Периоды вулканических извержений были характерны для геологической исто-

рии Земли, едва только она достигла развития дифференцированных структур с контрастными градиентами силы тяжести.

Массы расплавленного вулканического вещества испытывают перемещение к земной поверхности наряду с перемещением горных пород в виде тектонических поднятий. Вулканизм можно характеризовать словами Г. Клооса как «тектонику другими средствами», которая проявляется в различных формах рельефа, создавая аккумулятивные образования, подчиненные геоморфологическому циклу омоложения рельефа, и вулкано-тектонические черты рельефа, в которых вулканические постройки сочетаются с тектоническими нарушениями, образующими депрессии и поднятия.

Планетологические исследования являются основанием для последовательного анализа эволюции рельефа, начиная от сопоставления его на разных планетах при планетарной космической съемке, через этапы исследования при аэросъемке, с приближением ко все более детальному изучению в земных условиях.

На базе сравнительной планетологии по космическим снимкам мы получаем возможность для корреляции крупнейших черт вулкано-тектоники с наложенным на нее вулканическим рельефом. В дальнейшем, переходя к материалам аэросъемки, мы убеждаемся в правильности этих построений, обретая возможность сопоставления региональных условий эволюции геоморфологических вулканических структур, вплоть до выявления скульптурно-денудационных элементов вулканического рельефа.

Главные морфологические типы вулканов и вулкано-тектонических структур, выявленные на планетах земной группы, позволяют разработать систему корреляции геоморфологических структур. Различаются обширные «базальтовые» лавовые поля, сопряженные с крупными депрессионными формациями рельефа, и центральные и линейные вулканические образования, для которых близки морфотектонические условия проявления. Возраст рельефа, в рамках структурного преобразования его форм, для каждой из планет позволяет говорить о сопряженности вулканизма и тектоники, близкой к изученной в земных условиях и несущей региональные различия в пределах глобальных структур каждой из планет. Основными объектами для сопоставления являются независимо от их вещественного состава континентальные и океанические крупные кольцевые формы рельефа. Для них типичны определенные морфоструктуры, в том числе вулканического происхождения, сходные независимо от стимулирующих факторов (ударных или вулкано-тектонических).

Многочисленные данные получены о рельефообразующем значении вулканизма с учетом его динамических процессов и состава продуктов извержений. Морфоструктуры вулканического происхождения на Марсе и Луне являются следствием как ареальных, так и центральных излияний на протяжении от нескольких миллионов до 4—5 млрд. лет. Наряду с лавовыми плато «морских» базальтов известны обширные куполовидные поднятия, сложенные базальтами, и громадные стратовулканы с обширными кальдера-

ми. Важное морфоструктурное значение имеют громадные рифтовые долины, рассекающие куполовидные поднятия и склоны вулканов, а также различные телескопированные кольцевые структуры длительного развития. Кольцевые структуры известны от обширных круговых морей, как громадные концентрические телескопированные кольца, до небольших кратеров.

Ввиду неопределенности происхождения многих морфоструктур планет их обычно называют более общим термином, чем кратеры и вулканы, например, горные цирки, талассоиды.

В результате вулканических и метеоритных процессов образуются: 1) лавовые «морские» покровы базальтов, 2) щитовые вулканы центрального типа, 3) цепочки кратеров трещинных излияний на лавовых покровах, 4) кольцевые и полигональные депрессии, связанные с вулкано-тектоническими обрушениями, или метеоритного происхождения и 5) космогенные (?) структуры кольцевого типа (днища кольцевых структур часто залиты базальтами).

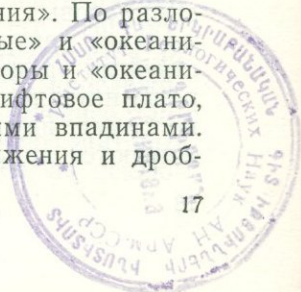
**Региональные морфоструктуры Марса.** На Марсе выделены континенты, «океанические» впадины, краевые плато, микроконтиненты, кордильеры — зоны сжатия окраин.

Обусловленный эндогенной эволюцией рельеф Марса асимметричный — на севере планеты преобладают отрицательные отметки, на юге — положительные. Выровненные поверхности «океанических равнин» охватывают большую часть северного полушария (Амазония, Аркадия, Утопия, Великая Северная равнина), с отметками высот до 3 км.

Основными структурными элементами тектонически активной части полушария Марса являются плоские обширные гипсометрически наиболее низко опущенные равнины; планетарное поднятие морфологически аналогично океаническому хребтам Земли и вулканам гавайского типа. «Океаны» опущены по ступеням, испытавшим значительные дифференцированные вертикальные движения. Пологие склоны и кордильеры обрамляют круговые «океанические» впадины, образуя южный пояс материкового поднятия. Большая часть выровненных поверхностей сложена базальтовыми лавовыми потоками, образующими несколько плато — Сирийское, Синайское и др. Современные «океанические» поверхности, вероятно, сложены вулканическими породами мощностью от десятков до сотен метров.

В «морских» равнинах преобладают молодые кратеры (3—4 км), древние — единичны. «Морские» равнины наложены на материки, перекрывая их рельеф, затопляя его лавами. Вулканогенный «океанический» рельеф моложе континентального. В области перехода к «океанам» происходит дробление «континентальной» окраины, синхронное с процессом «океанообразования». По разломам зоны дробления сочленяются «континентальные» и «океанические» площади. На границе «континентальной» коры и «океанической» расположено окраинно-континентальное рифтовое плато, образующее столовые горы, разделенные рифтовыми впадинами. Эти поднятия и блоки возникли в условиях растяжения и дроб-

3895



ления древней континентальной коры. В зоне перехода «континент—океан» мощность коры 25—40 км.

Основные вулcano-тектонические структуры экватора Марса — сводовые древние поднятия Фарсида (Тарсис), Элизиум и круговые вулcano-тектонические депрессии — Аргир — Эллада.

Крупнейшие вулканические постройки Марса связаны с вертикальными движениями — тектоническими поднятиями Фарсиды (Олимп, Аскрейский, Павлиний). На своде Элизиума возвышаются вулканы Елисейский, Альба и Гекаты. Вулканический щит на юго-западе Эллады увенчан Адриатическим и Тирренским вулканами. Разновозрастные лавовые покровы — Эриданский, Сиртский, Гесперийский, Фарсидский — приурочены к сводам и склонам поднятий Фарсида и Элизиум и к относительно опущенным зонам прогибов. Выявлены следующие генерации лав: 1) Эриданская — самая древняя генерация лавовых покровов, наложенная на кратерированные равнины, древние гигантские кальдеры и древние вулканы, 2) Сиртская — лавовые плато, лавовые покровы, 3) Гесперийская, 4) Фарсидская — вулканы на своде Фарсида.

Со сводовыми вулcano-тектоническими поднятиями связаны радиальные рифтовые системы разломов и вулканы на поднятии Фарсида, имеющие высоту около 27 км и плоские вершинные поверхности.

Рифтовые зоны играют важную роль в расположении центров излияния щитовых вулканов в тех случаях, когда лавы извергаются через центральное жерло и не располагают достаточной энергией для поднятия к кромке кратера или кальдеры. Излияния могут происходить латерально, будучи приурочены к цепочкам кратеров, образующихся вдоль трещин и рифтовых зон радиально или вдоль какого-либо преимущественного направления (Этна, Килауэа, Намлагира и марсианские вулканы Арсия и др.). Для вулкана Арсия характерно северо-восточное направление рифтовой зоны, вдоль которой располагаются кратеры излияния лав. При этом рифтовая зона по морфологическим данным прослеживается до вулкана Тарсис и, возможно, к Ураниус. Плотность расположения кратеров, приуроченных к рифтовым линейным зонам, на северо-восточных и юго-западных склонах вулканов в три — четыре раза более, чем на других склонах. Следует напомнить, что Гавайские щитовые вулканы, как было установлено по морфологическим и геофизическим данным, также связаны сетью глубинных рифтов (миоцен-олигоцен).

Вулкан Альба, вероятно, — крупнейший на Марсе щитовой вулкан жерлового типа, диаметром до 1600 км при относительно небольшой высоте. От центральной его кальдеры расходится множество лавовых потоков, трубок, каналов. Кольцевые трещины, окружающие центральную кальдеру, имеют диаметр 600 км, соответствующая по размеру всему вулкану Олимп. Радиальные потоки хорошо интерпретируются на основе строения склонов, испещренных полосами, идущими от центра вулкана. Некоторые потоки прослеживаются на расстоянии 1000 км. Потоки северо-западных скло-

нов вулкана пересечены кольцевыми трещинами, свидетельствующими о поздних подвижках по кольцевым структурам, а потоки моложе кольцевых трещин указывают на активизацию вулкана после кольцевых опусканий. Эти признаки сближают вулканическую деятельность Марса и Земли.

Среди лав по текстуре и морфологии потоков различаются подвижные лавы, растекающиеся на громадные расстояния, глыбовые лавы с грубообломочной текстурой, лавы, образующие каналы и трубки длиной до 340 км, последние, как и большинство потоков, радиальны по отношению к вершине вулкана. Это заставляет предполагать базальтовые свойства лав вулкана: морфология трубок, купола вспучивания, ширина потоков сходны с морфологическими чертами гавайских и исландских вулканов. Структура вулкана, его низкий свод позволяют предполагать, что вершина конуса была в ранний период извержений удалена кальдерным обрушением.

Вулкан Арсия — громадный щитовой вулкан, окруженный равнинами, сложенный лавовыми потоками, наиболее четко выраженными на юго-восточном склоне. Длина потоков 300—800 км. Морфология потоков изменяется при удалении от вершины вулкана: вблизи нее поток уже и имеет четко выраженные центральные каналы, а далее по склону языки лавы расширяются и становятся более мощными. Все это свидетельствует о лавах низкой вязкости, сходных с базальтами. Возраст потоков различается в широких пределах, и молодые потоки естественно расположены в большем количестве ближе к жерлу. На южном фланге конуса отмечается боковое жерло, дававшее серию потоков. Радиальные трещины местами пересечены более молодыми потоками.

Вулкан Олимп — грандиозный щитовой вулкан, поднимающийся над окружающими равнинами на 27 км и имеющий диаметр 500—700 км с вершинной кальдерой диаметром 80 км. Уступ щита обрывается к кольцу равнины шириной 100—200 км. Кольцо окружено вторым незамкнутым кольцом шириной 200—700 км, испещренным бороздами. На щите вулкана различают кальдеру, верхнюю и нижнюю террасы. Кальдера — кольцевая структура с пятью кратерами, опущенными по трещинам. Верхняя терраса поднимается над нижней уступом высотой 10—15 км и сложена тонкими лавовыми потоками. На террасе расположены кратеры диаметром 1—15 км. Нижняя терраса перекрыта сплошь лавовыми потоками. От склонов вулкана отходят радиальные хребты, связанные с верхними ярусами вулкана. Вдоль хребтов лежат цепи кратеров, вулканических жерл и каналов на их вершинах. Строение вулкана позволяет предполагать образование в ранний период его деятельности кальдеры, обезглавившей его вершину.

Древние вулканы по высоте ниже молодых, поднимающихся до 27 км над окружающей равниной. Эта закономерность прослеживается в рельефе Марса — чем ниже вулкан, тем он древнее. Обширные вулканические плато и равнины также увенчаны щитовыми вулканами и куполами. Материковая часть Марса, за исклю-

чением возвышенности Фарсида, покрыта кратерами диаметром 300—400 км — кратеры Касини, Скиапарелли, Гюйгенс, Антониади и др.

Большинство кольцевых структур Марса имеют по два телекопированных кольца, частично перекрытых и замаскированных молодыми рыхлыми отложениями. Кольцевые структуры типа Моря Восточного на Луне и Моря Жары на Меркурии относятся к более крупным формам, образуя группу, промежуточную между цирками и типичными круговыми морями. К этой группе могут быть отнесены также: на Луне — талассоид Королев (2 концентрических кольца с диаметром внешнего кольца  $D_e=430$  км), на Марсе — Ливия (4 неполных кольца,  $D_e=1990$  км), Аргир (3 или 4 кольца,  $D_e=1200$  км), Идумея (3 кольца,  $D_e=450$  км), Япигия (2 кольца,  $D_e=450$  км), Шредингер (2 кольца,  $D_e=200$  км).

Глобальные линеаменты субширотного направления контролируют расположение щитовых вулканов, нарушая тектоно-магматические поднятия и депрессии. Деструктивный рифтовый пояс Маринер пересекает поднятие Фарсида — Элизиум. В зоне этого пояса на своде Фарсида лежит рифтовая система долин Маринер, переходящая в трещинную систему долин Лабиринт. Рифты образованы при вертикальном перемещении блоков земной коры в условиях субмеридионального растяжения, нормального к протяженности рифта.

Цепочки депрессий и кратеров внутри рифта на его дне свидетельствуют о роли магматизма в формировании рифта. Отмечаются блоково-горстовые поверхности внутри трога с плоскими вершинами и плоским дном опущенных участков рифта.

Образование впадин рифта происходило в условиях раздробления и магматической переработки, сопровождаясь лавовыми излияниями трещинного типа, синхронными с блоковыми движениями в рифте при дроблении и погружении блоков. Районы рифта, подверженные интенсивному погружению в условиях растяжения, вероятно, относятся к зонам отступления тепломассопереноса и отсутствия вулканической деятельности. Наблюдаются океаны с блоковым строением — рифтовые зоны, ограничивающие кольцевые бассейны, — кордильеры бассейна Аргир. Характерны рифтовые зоны с общим растрескиванием площади без образования крупных грабен. Рифты огибают крупные вулканические структуры (Альба) и образуют экваториальные структуры Марса, достигая длины более 7000 км при ширине 400—900 км.

Помимо полярной субширотной зональности рельефа Марса, отмечается меридиональная, заключающаяся в различной плотности кратеров на поверхности, связанной с различием тектоно-магматических процессов, обусловленных динамическими напряжениями растяжения и сжатия. Эта асимметрия в расположении областей, в различной степени подверженных кратерированию, свидетельствует в пользу эндогенного происхождения кратеров Марса, сопряженных с вулкано-тектоническими процессами. Наряду с формированием вулканизма на вулкано-тектонических подня-

тиях, подвергающихся растяжению, следует учитывать вулканизм низких геоморфологических уровней океанов.

Взаимосвязь между возрастом и высотой вулканов имеет важное генетическое значение на всех планетах: чем древнее вулкан, тем ниже его высота. Эта закономерность, разумеется, не касается снижения высоты древних вулканов вследствие эрозии, но имеет прямое отношение к закономерно изменяющемуся ГУВИ. Общепланетарная гомодромная эволюция вулканизма от базальтов к более кислым породам также соответствует этой закономерности, проявляющейся в двух планах: 1) базальтовые излияния дают менее вязкие лавы, способные растекаться широко, не образуя высоких сооружений, в отличие от средних и кислых лав; 2) базальтовые излияния обычно приурочены к наиболее низким геоморфологическим уровням.

Поскольку гомодромный тип вулканизма на Земле повторяется в разных региональных обстановках (геосинклинальной, орогенной, платформенной), то в начальную эпоху вулканической деятельности базальтовые излияния имеют некоторое сходство, хотя происходят на геоморфологических поверхностях разной высоты и генезиса в геосинклинальных, орогенных, платформенных, континентальных и океанических областях. Что касается планет, не имеющих водной оболочки и соответственно геосинклинальной истории, то здесь существенное значение имеют два уровня вулканической деятельности — континентальный и «океанический». Последний ярко проявляется в преобладании базальтовых излияний, что существенно упрощает проблему.

Увеличение мощности литосферы и ее «гранитного» слоя создает условия для образования более кислой контрастной магмы, строящей более высокие стратовулканы. Помимо излияний базальтов на более низких ГУВИ, образованию низких щитовых вулканов способствует малая вязкость лавы и изостатическая компенсация высоты вулкана прогибом фундамента под его тяжестью.

Эволюция магматизма приводит к исчерпанию базальтовой магмы и замене ее более кислыми дериватами контрастных формаций. Предполагается также, что высота больших долгоживущих вулканов контролируется гидростатическим лавовым столбом, способствующим поднятию магмы к кратеру на вершину вулкана. При увеличении мощности земной коры над вулканическим очагом соответственно нарастает гидростатическое давление, вызывая извержение, увеличивающее высоту вулкана.

Образование вулканического рельефа взаимосвязано с тектоническими движениями: чем моложе вулканический рельеф, тем ярче проявляется его сопряженность с тектоникой.

**Вулканические морфоструктуры Луны** представляют большой интерес для изучения палеовулканологии планет. Если вулканизм Луны относится по времени к раннему этапу дифференциации планеты (возраст доставленных с Луны вулканических пород определен в 3 млрд. лет), то изучение лунного вулканизма представляет интерес для познания древнего вулканизма Земли, насчиты-

вающего около 3 млрд. лет. В результате выявления условий раннего разогрева (4 млрд. лет) поставлена под сомнение гипотеза аккреционного образования Луны, а также подвергается пересмотру проблема расширения планеты.

Круговые морфоструктуры более типичны для Луны, чем для Земли, где, по-видимому, преобладают линейно-вытянутые складчатые сооружения. Кольцевые структуры Луны значительно более крупные, чем кольцевые структуры Земли, Лунные моря — это области обрушения, подобные вулканотектоническим депрессиям Земли, которые занимают около 1/5 части поверхности Луны, образуя экваториальный пояс. Их описывают как структуры опускания при дифференциации оболочек планет или как депрессии, сформировавшиеся при столкновении с крупными метеоритами на ранних этапах эволюции Луны, и округлые воронки — цирки.

Первичные моря Луны (более древние) имеют округлую или эллиптическую форму (моря Влажности, Кризисов, Нектара), излияния отсутствуют, купола редки и встречаются только в крайних частях морей. Эпиконтинентальные моря (океан Бурь, моря Спокойствия, Изобилия) менее глубокие, в них отмечены купола — магматические интрузии.

Базальты Луны отличаются от земных повышенным содержанием титана, циркона, железа и микропримесей. Области депрессий, сложенных лавовыми покровами, образующими обширные равнины, приурочены к экваториальному поясу Луны. Это море Изобилия, море Дождей, залив Центральный, море Спокойствия, океан Бурь. Предполагается образование этих депрессий путем обрушения.

**Планетарные стадии эволюции вулканизма Земли и других планет.** Первоначальная земная кора в лунную стадию истории Земли состояла из базальтов и анортозитов. Для ее поверхности были характерны округлые вулканотектонические депрессии и разломы. Нуклеарная стадия истории Земли (4—3 млрд. лет) характеризовалась мощными базальтовыми излияниями в прогибах вулканотектонического происхождения, заполнявшихся мощными толщами базальтов, пирокластов и осадков. Континентальная часть земной коры была сложена гранито-гнейсовыми куполами. Для протоплатформенной стадии наряду с продолжавшимся формированием гранито-гнейсовых куполов и гранитизацией характерно длительное устойчивое состояние (2—3 млрд. лет для кратона Африки) с осадконакоплением в водных условиях. Протоплатформы перемежались с протогеосинклиналями огромными прогибами, отчасти сходными с более поздним развитием линейных складчатых систем и эволюцией магматизмагомодромным путем.

Известно, что около 78% поверхности Земли покрыто продуктами вулканических излияний. Среди них доминирующую роль играют базальтовые покровы. Характер ареального вулканизма, особенно океанического дна, известен недостаточно.

Гранито-метаморфический слой земной коры, установленный для «доокеанической» стадии эволюции Земли, очевидно, сфор-

мировался не путем преобразования в геосинклинальной «мясорубке» океанической земной коры, а обусловлен, видимо, гравитационной конвекцией — всплыванием более легкого сиалического материала земной коры и погружением или гранитизацией более тяжелых основных пород. Таким путем устраняется проблема «пространства», служившая в свое время препятствием для развития представлений Р. Дели (1906 г.) о формировании гранитных батолитов. Помимо этого открывается путь для представления о двустороннем преобразовании океанической коры в континентальную путем тепломассообмена в различных современных геодинамических обстановках.

Кульминационные стадии вулканической деятельности связаны с региональной тектонической активностью: с геосинклинальной стадией совпадают излияния базальтов, с орогенной — андезитов и дацитов, с платформенной активизацией — траппы.

Различные геоморфологические уровни соответствуют стадиям коровой эволюции планет. Первоначальный рельеф при однородном составе коры наиболее спокоен, не дифференцирован и мало подвержен денудации. Более резкие различия высот рельефа соответствуют более поздней стадии дифференциации вещества и структуры планет в их эволюционном ряду (Луна, Венера, Марс, Земля). При этом повышается роль денудационных процессов в формировании рельефа. Соответственно этим стадиям эволюционирует рельеф вулканических областей — от плоских обширных лавовых плато на низких геоморфологических уровнях до вулканов центрального типа на высоком дифференцированном фундаменте тектонически поднятых глыб континентов.

Развитие дифференцированного рельефа на двух главных геоморфологических уровнях — континентальном и океаническом — свидетельствует о независимом развитии эндогенных процессов на каждом из этих уровней, отличающихся интенсивностью вулканизма, с учетом принципа экономии энергии. Следовательно, наряду с общей характеристикой эволюции рельефа планет, находящихся на разных стадиях истории, следует остановиться на различных этапах истории рельефа в пределах глобальных и региональных структур каждой из планет.

При анализе разрывов глобального масштаба установлено, что на планетах рифтогенез выступает не в качестве спрединга и других гипотетических процессов растяжения, а в виде вертикальных вулкано-тектонических обрушений, происходящих в результате прекращения тепломассопереноса к поверхности.

Рельеф планеты — функция ее развития: определенным стадиям развития планеты соответствует определенный рельеф. При развитии планет в их рельефе формируются высотные уровни: более позднему этапу развития планеты отвечают более дифференцированные высотные уровни рельефа. Дисимметрия строения и развития планет приводит к тому, что их океаническое и континентальное полушария находятся на разных стадиях развития и

в соответствии с этим они имеют различно дифференцированный рельеф, соответствующий стадии развития каждого из полушарий.

Планетологические исследования — от полевых до дистанционных — показали большую морфоструктурную роль вулканических процессов на всех планетах земной группы и ряде их спутников.

Динамические процессы связывают разные генетические типы коровых структур (например, рифты континентов и океанов) в единые пояса с проявлением вулканизма определенного типа.

Общая структура и генезис земных срединно-океанических рифтов и рифтов континентальных платформ отодвигает на второй план проблему океанической и континентальной коры. На передний план выступают динамические характеристики этих структур, позволяющие при изучении объединить континентальные и океанические платформы, срединно-океанические хребты и эпиконтинентальные орогены, рифты континентов и океанов. Наиболее общей, единой «взаимопроникающей» формой планетарных морфоструктур оказываются эпигеосинклинальные орогены, зарождающиеся из геосинклиналей в переходных зонах океан — континент. Именно здесь возникают первичные подкоровые рифтовые пояса, в дальнейшем эволюционирующие как универсальная для всех типов земной коры форма рифтовых структур.

Геосинклинали являются первичной формой структурных поясов, присущей только Земле как планете с водной оболочкой. Они генерируют в дальнейшем другие сложные структуры, вплоть до консолидированных из эпигеосинклинальных орогенов платформ и щитов. Рифты служат структурным образованием, участвующим в динамике эндогенных процессов на всех уровнях эволюции земной коры.

Рифтогенез типичен для эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенов древних и молодых континентальных и океанических платформ и древних кратонов (щитов), являясь формой динамических эндогенных процессов, проявляющихся на земной поверхности и на дне океана в различных морфоструктурах.

Соответственно глобальным и региональным условиям вулканизм, сопряженный с рифтогенезом, имеет разный химизм, что приводит к существенно разнообразию типов вулканической деятельности. В результате формируются вулканические сооружения с широким диапазоном вулканогенных морфоструктур, варьирующих от трещинных базальтовых извержений до вулканов центрального типа, сложенных кислыми и щелочными продуктами.

Несмотря на то что вулканическая деятельность в различных регионах находится под различным тектоническим контролем, существуют общие закономерности связи вулканизма с тектоникой. Их можно вывести из сопоставления структурного положения вулканических поясов в разных регионах. При этом наиболее мощный вулканизм характерен для окраины континентов, которые являются вначале поясами растяжения, сопровождающимися вулканизмом, а позднее в сопряженных поясах генерируется сжатие и вулканические и сейсмические пояса начинают соседствовать

(в островных дугах) или перемежаются друг с другом (в орогенах). В заключение орогенеза сжатие начинает доминировать и вулканизм иссякает. Вулканические пояса сочетаются с сейсмическими поясами, поскольку растяжение всегда сопровождается сжатием в смежных зонах. Но пояса сжатия, расширяясь и охватывая весь мобильный пояс, изживают вулканизм.

Процессы, формирующие вулканический рельеф Земли, разделяются на эндогенные и экзогенные.

Первичные формы рельефа создают следующие процессы:

1) эндогенно-структурные — тектонические, вулканотектонические, 2) аккумулятивные — эндогенно-аккумулятивные (вулканические), экзогенно-аккумулятивные, 3) денудационные — денудационно-тектонические, денудационно-вулканические, денудационно-аккумулятивные. Эти элементарные процессы рельефообразования являются взаимодействующими факторами формирования полигенетического рельефа вулканических областей.

Можно несколько в другом порядке рассмотреть факторы рельефообразования, разделив их на тектонические, вулканические и денудационные. В тектонические процессы в таком случае войдут новейшая и гравитационная тектоника; в вулканические — вулканотектоника и вулканогенная аккумуляция. К денудационным процессам относятся денудационно-тектонические, денудационно-вулканические и денудационно-аккумулятивные, в широком смысле объединяющие все процессы переотложения на земной поверхности продуктов денудации (эрозионные, экзарационные, физические, химические и пр.).

В морфологии современных вулканических областей мы видим формы рельефа, порожденные выносом больших объемов глубинного вещества в короткие сроки геологической истории.

Вулканизм как аккумулятивный процесс образует вулканические формы рельефа за счет выноса из глубины Земли магматических продуктов. Общее количество перемещаемого вулканическими процессами материала, с учетом выбрасываемых во время извержений пород старых вулканических построек и пород фундамента, составляет, по-видимому, не менее  $1,3—1,5 \text{ км}^3/\text{год}$  [20]. Следовательно, вулканизм — один из главных процессов, преобразующих рельеф Земли в вулканических областях.

Вулканогенный рельеф служит примером восходящего развития рельефа, когда эндогенные процессы явно берут верх над экзогенными, даже при наличии компенсационных опусканий подошвы аккумулятивных вулканических сооружений. Однако в отличие от восходящего тектонического развития рельефа, при котором вырабатывается выпуклый денудационный профиль горных склонов, вулканические сооружения приобретают форму склонов в первую очередь в зависимости от типа извержений и аккумулятивных образований. Щитовые вулканы и экструзии обычно имеют выпуклую форму склонов; крупные конусовидные стратовулканы характеризуются вогнутыми склонами.

Тектонические условия зон аккумуляции продуктов вулканических излияний способствуют созданию автохтонных и аллохтонных вулканических отложений. В первом случае это образование вулканических построек непосредственно над магмавыводящими каналами, во втором — зоны сноса и переотложения коррелятных вулканических продуктов, образованные прогибами, контрастными с зонами вулканизма. Сюда входят предгорные прогибы с вулканической молассой и морские и озерные депрессии с вулканогенно-осадочными отложениями. При этом мы не касаемся нисходящей ветви баланса в кругообороте вулканического вещества как рельефообразующего фактора при формировании денудационно-вулканического рельефа. Она остается лишь как учитываемая в целом часть вещества, рассеивающегося при вулканических извержениях и переносимого в период извержений в состав вулканогенных осадков. Однако следует учесть резко возрастающую роль флювиальных и других водных процессов денудации в образовании скульптурных форм вулканогенного рельефа. По мере роста контрастности вулканического ландшафта моделирующая сила воды в современных вулканических областях многократно увеличивается. Вода ледников, кратерных озер или даже ливневых дождей (частых при извержениях) способна произвести громадную разрушительную работу.

К классификации рельефа можно подходить с морфографических и генетических позиций. При изучении вулканического рельефа целесообразно применять комплексный морфогенетический метод, отражающий конформность рельефа морфоструктурам вулканов. Вулканические ландшафты формируются при наложении на морфоструктуры фундамента эндогенных и экзогенных процессов. Региональные отличия рельефа зависят от дифференцированности первичного рельефа, типа вулканизма и интенсивности денудации. В результате создаются крупные морфоструктурные черты вулканических областей, рассматриваемые как геоморфологические формации: геосинклинальные, подводного орогенеза, раннего и позднего орогенеза, платформенные — континентальная и океаническая (табл. 1).

Геосинклинальной стадии тектонического развития отвечают две геоморфологические формации:

а) подводных геосинклинальных трогов с накоплением терригенных и вулканических отложений и б) островных дуг — сложный геоморфологический комплекс подводного орогена с чередованием тектонических и вулканических хребтов, рифтовых долин, прогибов глубоководных желобов, тектонических и вулканических островов с преобладанием вулканических, вулканотектонических и аккумулятивных форм рельефа (Курильские и Алеутские острова).

Геосинклинальные геоморфологические вулканогенные формации накапливаются на фоне быстрого понижения ГУВИ путем опускания днищ геосинклинальных и рифтовых трогов. Вулканогенно-осадочные формации сопровождаются отложениями мощных

## Структурно-формационная эволюция рельефа вулканических областей

Вулканическая область	Условия размещения вулканов		Вулканические формации	Тип извержений	Морфо-структура
	региональные	локальные			
Геосинклинальная	Подводные вулканические пояса на глубоководных ГУВИ	Вулканические трогии, глубинные рифты	Базальты, аресальные излияния под водой (спилито-кератофировые формации)	Эффузивные аресальные извержения	Плато, щитовые вулканы, силлы
Островодужная	Субааральные вулканические пояса на низких ГУВИ	Внутренние вулканические островные дуги, вулканотектонические структуры, кальдеры, рифты	Базальты, андезиты, дациты; контрастная формация островных дуг с большими объемами кислых лав в рифтах	Эффузивно-эксплозивные извержения	Щитовые вулканы, кальдеры, стратовулканы
Раннеорогенная	Субааральные вулканические пояса на средних ГУВИ	Вулканотектонические структуры, вулканические трогии, грабен-синклинали, рифты	Андезитодацитовые туфы больших объемов; базальт-андезитодацитовая орогенная формация	Эксплозивно-эффузивные извержения	Эксплозии, излияния, экструзии, вулканы центрального типа, купола
Позднеорогенная	Субааральные вулканические пояса, срединные массивы, высокоподнятые ГУВИ	Вулканотектонические рифты и депрессии, кальдеры, горсты, своды	Контрастная наземная геантиклинальная андезитовая формация	Эксплозивно-экструзивные извержения	Вулканокупольные структуры, вулканотектонические депрессии, кальдеры, вулканы центрального типа, купола
Тафрогенная	Рифты на орогенных сводах после стабилизации и эпиорогенной денудации (молодые платформы)	Рифты, вулканотектонические депрессии	Трахибазальты, трахиандезиты (трахибазальтовая формация)	Эффузивные извержения, вулканизм центрального типа	Кальдеры, вулканотектонические депрессии, экструзии

Вулканическая область	Условия размещения вулканов		Вулканические формации	Тип извержений	Морфоструктура
	региональные	локальные			
Платформенная континентальная	Платоизлияния на платформенных щитах: глыбово-купольные, сводовые, рифтовые, кальдерные, авлакогенные	Рифты на сводовых поднятиях, вулканотектонические депрессии, кальдеры	Толитовые базальты, щелочные лавы (трахиты, фониолиты, карбонатиты); трапповая и щелочная оливин-базальтовая формации	Эффузивно-эксплозивные извержения	Лавовые плато, силлы, покровы, щитовые и конусовидные вулканы, экструзии, кальдерные вулканы, маары
Платформенная океаническая	Пояса телескопированного рифтогенеза с центральным рифтом на своде срединного хребта, сводово-глыбовые хребты, авлакогенные пояса, вулканические своды и купола	Рифты на срединно-океанических хребтах, вулканотектонические депрессии, своды с погруженным фундаментом	Толитовые базальты, щелочные базальты (щелочная оливин-базальтовая и трапповая формации)	Эффузивно-эксплозивные извержения	Лавовые покровы, силлы, щитовые вулканы, стратовулканы, кальдеры, купола экструзии

флишевых толщ, граувакк, кремнистых сланцев в смежных прогибах.

В островных дугах (подводных орогенах) вулканизм проявляется на фоне поднятия тыловых горст-антиклинальных сводов в двойных дугах. Соответственно вулканы формируются в наземных и подводных условиях в поднятиях на флангах и подводных грядах, сопровождаясь отложением морских моласс в мелководных условиях.

Ранний этап орогенеза соответствует стадиям начальной консолидации структур островных дуг в комплекс чередующихся горстовых поднятий, плато и депрессий, крупных островов и окраин континента. При этом значительную роль играет вулканическая деятельность с излияниями базальтов и андезито-базальтов, сменяющаяся позднее вулканизмом кислого типа в условиях растяжения. Образуется среднегорная страна с ярко выраженными тектоническими, вулканическими и вулканотектоническими формами рельефа.

Раннеорогенный вулканизм в субэаральной обстановке сопровождается отложением наземных моласс и мощных вулканических толщ. Вулканические плато образуют выровненные поверхности, а конусы вулканов, насаженные на контрастный горный рельеф, увеличивают его высоты. Вулкано-тектонические нарушения образуют контрастные формы рельефа. Понижение ГУВИ происходит в виде грабен-синклинальных прогибов, вулкано-тектонических депрессий, кальдер. Вулканы андезито-базальтового типа наследуют кальдеры щитовых вулканов (Камчатка — вулканы Крашенинникова, Горелый, Опала и др.).

К концу раннеорогенного этапа приурочено формирование сводовых поднятий, в основании которых происходит внедрение крупных гранитных массивов. Развитие вулканизма происходит в продольных трогах и крупных вулкано-тектонических депрессиях (Камчатка, Новая Зеландия, Япония, Новая Гвинея и др.).

Эволюция вулканической деятельности в раннеорогенных условиях (Камчатка, Малый Кавказ, Япония, Центральная Америка) происходит пульсирующими циклами, сопровождаясь понижением геоморфологического уровня вулканических извержений, в форме вулканических трогов (грабен-синклиналей), вулкано-тектонических депрессий и кальдер. В результате образуются следующие геоморфологические вулканические формации: а) базальтовые покровы, увенчанные лавовыми щитовыми вулканами (извержения ареального типа, переходящие в рядовые и центральные), б) крупные кальдеры обрушения, перемежающиеся с взрывными кальдерами, и вулкано-тектонические депрессии, заполненные пирокластикой, в) андезито-базальтовые стратовулканы центрального типа, сложенные лавами и пирокластикой, с увеличением роли взрывной деятельности.

В процессе эволюции орогена размеры вулкано-тектонических депрессий уменьшаются, возрастает роль кислых экструзий и пемзовых отложений. Вулкано-тектонические процессы, воздымающие и понижающие ГУВИ, в течение вулканической истории раннего орогена последовательно уменьшаются: от образования обширных вулкано-тектонических депрессий и трогов до кальдерных депрессий небольших размеров. Рельеф эволюционирует от платообразного к контрастному — базальтовые (лавовые) плато сменяются вулкано-тектоническими депрессиями и вулканами центрального типа.

В поздний этап орогенеза образуются горные страны с предельно высокими горными поднятиями, захваченными эндогенной активизацией. Характерен вулканизм андезитового и дацитового типа с развитием купольных структур и кальдерных депрессий (Кавказ, Анды, Кордильеры). Сопряженно с зонами растяжения и вулканизма возникают крупные структуры сжатия — шарьяжно-надвиговая и блоковая тектоника. Вулканизм здесь подавлен сжатием (Альпы, Гималаи). Позднеорогенной стадии соответствует высокогорная страна с преобладанием денудационно-тектониче-

ских, новейших тектонических и подчиненным значением вулканических и вулканотектонических форм рельефа.

Позднеорогенный вулканизм контролируется крупными поднятиями. Опускание ГУВИ резко сокращаются, как и масштаб вулканизма. Количество вулканов и их высота уменьшаются, исчезает преобладание вулканотектонических структур. Небольшие вулканы оказываются поднятыми на высокие складчатые пьедесталы (Кавказ — Казбек, Эльбрус и др.). Контроль вулканической деятельности в островодужных и орогенных условиях осуществляется линейными и кольцевыми структурами на фоне вертикальных тектонических движений. Морфоструктуры, несущие вулканы, следующие: а) крупные системы рифтовых обрушений, продольные и поперечные к региональным структурно-тектоническим зонам (островные дуги); б) вулканотектонические депрессии, возникающие на фоне раннеорогенных поднятий; в) вулканические хребты максимальных позднеорогенных поднятий с подчиненной ролью вулканотектонических опусканий; г) крупные поперечные структуры и грабены с излиянием поздних щелочных базальтоидов, глубоко внедряющиеся в пределах активизированных платформ тыловых частей орогенов.

Для каждой морфоструктурной позиции характерны соответствующие морфогенетические ряды вулканов.

Периодичность в проявлении вулканической деятельности соответствует пароксизмам и спадам тектонических движений. При этом сейсмичность, как сопряженное с вулканизмом проявление тектонической активности, подчиняется зонам сжатия, в то время как магмавыводящие каналы связаны с зонами расширения (сейсмотектонические и вулканотектонические пояса и зоны). Геотектоническая обстановка растяжения создает открытую систему разломов и трещин с быстрым поднятием магм и высоким энергетическим уровнем тепломассопереноса: большой тепловой поток, расплавы, поднимающиеся с малых глубин, без попутной ассимиляции вмещающих пород.

В посторогенный (тафрогенный) этап происходят распад горной страны на блоки по крупным системам нарушений и формирование горсто-грабеновой структуры с линейными и кольцевыми вулканотектоническими структурами со сквозной линейной системой разломов. Возникают вулканокупольные структуры с рудными узлами.

Платформенная континентальная стадия новейшего вулканизма проявляется в условиях рифтогенеза сводово-купольных структур и авлакогенов. Наряду с щитовыми вулканами и лавовыми плато, на обширных площадях развиты стратовулканы, кальдерные вулканы, вулканические экстрезии.

Океанический вулканизм проявляется в различных условиях активизации океанических платформ и выражен в виде разнообразных вулканических морфоструктур — лавовых плато, щитовых вулканов, стратовулканов куполов и кальдер.

# ВУЛКАНИЧЕСКИЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ

## МОРФОТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

### Северо-Восточная Азия

**Островные дуги.** Крупные черты рельефа островных дуг обусловлены тектоническими процессами, с которыми сопряжены вулканотектоника и вулканизм. Вулканические сооружения наиболее совершенно выражены в современном рельефе, образуя конформные рельефу структуры. Вулканизм островных дуг (подводных орогенов), относимый к позднегеосинклинальной стадии тектогенеза, охватывает на огромном протяжении окраинно-океаническую область Тихого океана и аналогичные по структуре активные окраины других океанов. Многие исследователи рассматривали Курильскую островную дугу как геодоминантное поднятие, состоящее из разновозрастных антиклинорий или горст-антиклинорий, разделенных синклинориями или грабенами. Большая вулканическая Курильская гряда является горст-антиклинальным поднятием в рифтовой зоне, обрамленной с запада уступом дна Охотского моря, ограничивающим Южно-Охотскую котловину, а с востока уступом Малой Курильской гряды, имеющей моноклинальное строение, с падением слоев к юго-востоку. Общей закономерностью является связь вулканических поясов геосинклинальных систем с рифтами. Формирование рифтовых поясов происходило на сводах базальтовых окраинно-океанических поднятий; в этих рифтах образуются вулканические гряды островов, принадлежащих к внутренней зоне островных дуг.

Представление об эволюции современных, островных дуг основано на различном возрасте внешних и внутренних гряд двойных островных дуг; первая относится к мел-палеогену, а вторая — к неогену. Геолого-геофизический анализ структур Большой и Малой Курильской дуг выявил различия в их строении, возрасте и развитии. Подводный вулканизм на дне Южно-Охотской котловины позволяет рассматривать ее как область, захваченную на юго-востоке поднятием Большой Курильской дуги, Повышенный тепловой поток и подводные вулканы отделяют Южно-Курильскую глубоководную впадину от глубоководного желоба, для которого характерны минимальные значения теплового потока, а подводные вулканы отсутствуют. Наиболее высокий тепловой поток отвечает внутренней (вулканической) островной дуге и прилегающей впадине окраинных морей и резко понижается в сторону внешней

островной дуги и глубоководного желоба. В глубоководных желобах величина теплового потока на 15—20% ниже, чем на дне океанических впадин. Следует предполагать разные структуры этих впадин, что подчеркивается различием тепловых потоков и вулканизма, отсутствующего в глубоководном желобе. Высокие значения теплового потока вдоль западной окраины Японских островов прослеживаются в Японское море, соответственно расположению аномалий теплового потока во внутренней зоне островных дуг.

Распределение тепловых аномалий в раннеорогенных структурах аналогично таковому в островных дугах, увеличиваясь от зон сжатия (сеймотектонических поясов) к зонам растяжения (вулкано-тектоническим поясам). Характерен высокий тепловой поток вдоль разлома Фосса Магна на о. Хонсю и соответственно по аналогии с ним и вдоль Авачинского ряда вулканов на Камчатке.

Изучение Курильской островной дуги позволяет наметить исторические этапы в последовательности формирования активных окраин Тихого океана. Островные дуги сформировались не путем скупивания под влиянием сжатия при дрейфе континентов, а вследствие тектоно-магматических процессов в жестких разломных рамах под влиянием преобладающих сил вертикального теплопереноса и гравитационных перемещений. Геосинклинальные пояса островных дуг в значительной мере возникли на раздробленном континентальном фундаменте; по положению в структуре земной коры разделяются островные дуги, лежащие на континентальной коре или у границы континента с океаном, и островные дуги на океанической коре. Соответственно этому разделению первый тип островных дуг отличается более древней и длительной историей, приведшей к раннеорогенной стадии развития (Камчатка, Япония, Новая Гвинея, Центральная Америка). Островные дуги на океанической коре относятся к более ранней начальной стадии геосинклинального орогенеза, выраженной в виде подводных орогенов. Островные дуги западной части Тихого океана обычно состоят из вулканической внутренней (тыловой) дуги и невулканической внешней (фронтальной). К границе между ними приурочен вулканический фронт, вдоль которого на островных дугах (Филиппинах, Суматре, Алеутских островах) проходит зона разломов.

Связь морфотектоники вулканических областей с глубинными процессами выявляется эмпирическим путем на основе сопоставления морфоструктур современных вулканических поясов с данными геофизических исследований. Это позволит в дальнейшем, при изучении древних вулканических областей на основе принципов актуализма, использовать геоморфологические методы исследования для изучения глубинной структуры земной коры.

Расчленение островных дуг по глубинному строению на основе геофизических данных позволило уточнить положение сейсмического и асейсмического поясов и сопоставить их с распределением теплового потока и вулканизмом (рис. 2).

Геоморфологические, геологические и геофизические данные указывают на общее растяжение земной коры в пределах окраинных морей, охватывающее также внутренние островные дуги с притоком в этих зонах тепловой энергии и вулканизмом.

Асейсмический пояс расположен вдоль тыла фронтальной невулканической дуги, характеризующейся сейсмичностью, и занимает площадь шириной в несколько десятков километров. Он лежит в тылу сейсмической призмы и соответствует вулканотектоническому поясу, характеризующемуся напряжениями растяжения. К дугообразным и сопряженным с ними поперечным разломам в асейсмическом поясе,

расположенном во внутренней дуге растяжения, приурочен интенсивный вулканизм, обусловивший формирование вулканов. Во внешней островной дуге четко выражены структуры сжатия; здесь вдоль зоны Беньофа проходит сейсмо-тектонический пояс; его характеризует неглубокая (60—100 км) сейсмичность вдоль континентального склона глубоководного желоба и прилегающей к нему внешней островной дуги с уменьшением сейсмичности в сторону континента.

Значительный тепломассоперенос во внутренней островной дуге обуславливает расширение вулканического пояса, вызывающего сжатие сейсмо-тектонического пояса внешней дуги. Растяжение тектоносферы, раскалывание ее на дугообразные блоки, расчлененные продольными и поперечными разломами, и перемещение блоков в сторону океана, где сжатие происходит на внешней островной дуге и в прилегающих зонах, сопряжено с растяжением во внутренней островной дуге. Широко распространено представление о связи крупных неглубоких землетрясений вдоль островных дуг со сбросо-надвиговыми движениями в зоне контакта между континентальной и океанической земной корой. Главная сейсмическая активность сконцентрирована в сейсмической призме континентальной земной коры между осью глубоководного желоба и асейсмичным районом. Землетрясения связаны со сдвигами, скольжениями в серии пачек, надвинутых на глубоководный желоб с запада (рис. 3).

Как известно, расположение вулканов и эпицентров землетрясений параллельно структурным линеаментам островных дуг. Однако существенную роль в локализации этих явлений играют напряженные состояния земной коры. Максимальные напряжения

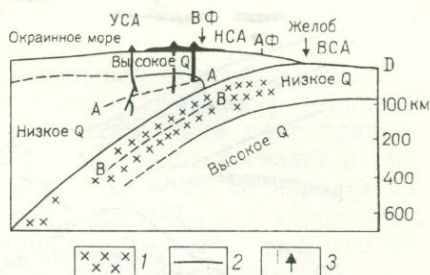


Рис. 2. Схематический геологический разрез островной дуги (по Сугимуре, 1977 г.).

1 — фокусы землетрясений; 2 — границы между областями с высокими и низкими тепловыми потоками Q; 3 — вулканы. А-А — средние глубины выплавки первичных базальтовых магм; В-В — раздел между глубокими и промежуточными очагами землетрясений; УСА — умеренная сейсмическая активность, ВФ — вулканический фронт, НСА — низкая сейсмическая активность, АФ — асейсмический фронт, ВСА — высокая сейсмическая активность

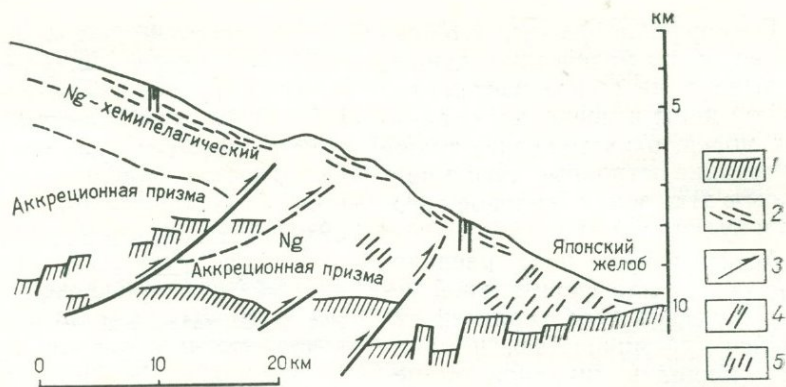


Рис. 3. Разрез Японского глубоководного желоба на основе бурения («Гломар Челленджер», 1978, лег. 56).

1 — океанический фундамент; 2 — оползни; 3 — надвиги; 4 — скважины; 5 — слои

сжатия направлены горизонтально и перпендикулярно к оси желоба и создают близповерхностные стрессовые системы, определяющие распределение вулканов и деформаций коры, вызывающих землетрясения. Большинство сейсмических площадей островных дуг и орогенов сжаты перпендикулярно к оси желоба, но существуют ненапряженные районы, характеризующиеся активным вулканизмом, убывающим по направлению к океану. Здесь главная северо-восточная система островных дуг пересечена поперечными рифтами, в которых в направлении, перпендикулярном к оси глубоководного желоба, может оказаться минимум напряжения сжатия.

Исходя из закономерности расположения вулканов в островных дугах, следует заключить, что их общая линейность подчинена глубинным структурам, проходящим по границе континентальной и океанической земной коры и определяющим зоны растяжения и сжатия в процессе геосинклинального орогенеза. Региональные морфоструктуры этой переходной зоны определяются глубинными глобальными линеаментами, а локальные морфоструктуры — вулcano-тектоническими процессами.

Растягивающие усилия в ненапряженных районах относятся к небольшим глубинам верхней части земной коры. Однако предполагается, что если вулканизм контролируется механическим состоянием напряжений растяжения на небольших глубинах, то вулканы вследствие неоднородности земной коры будут располагаться без системы, как это наблюдается в областях ареального вулканизма.

В островных дугах особенно характерна линейная упорядоченность вулканов, подчиненных определенным линеаментам. Здесь можно говорить о сопряженности напряжений сжатия, контролирующей сейсмичность, и растяжения, определяющего расположе-

ние вулканических сооружений в параллельных динамических поясах.

При этом сейсмический пояс в островных дугах приближен к океану — лежит вдоль зоны Заварицкого — Беньюфа у западной окраины глубоководного желоба, а вулканический пояс приурочен к внутренней гряде островных дуг в районе господства сил растяжения континентальной земной коры в тылу ее надвига на океаническую, у глубоководного желоба, являющегося морфологической границей разных типов земной коры и выражающего их контакт в зоне перехода. Следовательно, сейсмический пояс проходит в плоскости, параллельной контакту сопряжения континентальной и океанической коры, и сменяется по направлению к вулканическому поясу полосой асейсмичной ненапряженной коры.

Системы деформаций островных дуг, например глубоководный желоб, не объясняются однозначно и могут быть признаны как отражение надвига континентальной коры на океаническую или как проявление поддвига (субдукции) океанической коры под континент. С позиции поддвига океанической коры встает ряд необъяснимых противоречий, например сопряженность смыкающихся под углом и даже перпендикулярно поясов островных дуг, морфология глубоководного желоба, имеющего черты предгорного прогиба на фоне поднятия подводной кордильеры, и пр. Закономерная система переходов от напряженных сейсмических зон к ненапряженным — вулканическим в тыловых поясах островных дуг и последующая эволюция этих подводных орогенных структур к поднятым окраинно-континентальным орогенам согласуется со структурой надвига континента на океан. При этом под надвигом континентальной коры закрыта западная часть глубоководного желоба. Естественно проявляющееся в тылу надвига растяжение линейной зоны определяет структурное и морфологическое положение вулканического пояса.

Гипоцентры землетрясений расположены закономерно по простирацию фокальной зоны вдоль внешней островной гряды и по ее погружению под континент. Вкрест простираения зоны наибольшее количество сейсмической энергии выделяется в континентальном поясе земной коры, мощность которого увеличивается под внешней островной дугой и уменьшается от флангов к центральной части островной дуги, под внутренней островной дугой. Среди очагов землетрясений на разных глубинах преобладающую роль играют землетрясения с глубинами очагов до 100 км, лежащие под океаническим склоном внешней островной дуги, прилегающем к глубоководному желобу. Очаги, лежащие до глубины 200 км, расположены преимущественно под внешними островными дугами или продолжающими их подводными хребтами.

Морфоструктура сейсмического пояса идентична так называемой аккреционной призме с континентальной стороны, в тылу сложенной мел-палеогеном, а у глубоководного желоба — неогеном. Эта призма является оползневой зоной смеси глыб палеоген-неоген-четвертичных отложений, съезжающих в желоб при надвиге кон-

тинентального склона на океаническое дно, и глыб древнего фундамента (континентальной коры, надвигаемой на желоб вместе с вышележащим склоном). Осадки в желобе лежат горизонтально и не нарушенно, как в любом предгорном прогибе, не вовлеченном в складчатость.

Аккреционная линза (призма), по геофизическим и геологическим данным, сложены «пакетами» пород вулканогенно-осадочных формаций, испытавшими дробление, надвигание, сбрасывание в сторону глубоководного желоба. Эта зона, образующая западный континентальный уступ глубоководного желоба, характеризуется сильной сейсмичностью, захватывающей до глубин 60—100 км внешнюю зону островной дуги.

Сейсмо-тектонический пояс напряжен сжатием, перпендикулярным к оси глубоководного желоба, и эти структуры запечатлены в сбросо-надвигах аккреционной линзы, направленных в сторону глубоководного желоба и поглощающих его под толщами перенесенных к востоку, сорванных со своих корней пакетов.

Крупные землетрясения, связанные с неглубокими сбросами, происходят в восточной части сейсмо-тектонического пояса. Большая активность неглубоких сбросовых землетрясений отмечается в зоне надвига континентальной коры внешней островной дуги на западную окраину желоба. В западном направлении глубина фокусов землетрясений увеличивается, а сила их уменьшается, захватывая внешнюю островную невулканическую дугу.

Вдоль сейсмоактивной зоны, прилегающей к желобу, ограничивая ее с запада, проходит зона низкой сейсмичности, проявляющейся главным образом вулканическими землетрясениями. Восточная граница этого пояса названа Яшу (1979 г.) «асейсмичным фронтом», западная полоса которого лежит в вулканическом поясе. Для сейсмоактивного пояса характерны высокое значение скоростей сейсмических волн и низкое значение теплового потока. Восточный край пояса резко ограничен высокосейсмичным разломом. Асейсмичный пояс совпадает с вулканическим, и для него типично высокое значение теплового потока и низкое — скоростей сейсмических волн. Его западная окраина ограничена менее четко, захватывая полосу подводных вулканов окраинного моря.

Таким образом, морфоструктурное положение асейсмичного пояса определяется совпадением с вулканической активной внутренней дугой и подводными активными или недавно потухшими вулканами тыловых котловин окраинных морей, лежащих за островной дугой, в полосе шириной 100—150 км. Однако наиболее четко асейсмичный пояс, ограниченный с востока асейсмичным фронтом, прослеживается вдоль восточной окраины полосы вулканического пояса, который подвержен вулканическим землетрясениям, с очагами, неглубоко залегающими в земной коре, в то время как асейсмичный пояс захватывает поверхностную зону в сейсмическом поясе, характеризующуюся среднеглубинными гипоцентрами землетрясений.

Итак, мы выделяем у окраины Азии с востока на запад следующие тектонические пояса: 1) сеймотектонический пояс без вулканизма, ограниченный с востока зоной Бенъофа, а с запада асейсмичным фронтом; 2) вулcano-тектонический пояс, на западе уходящий под вулканический пояс и ограниченный снизу зоной Бенъофа со средними по глубинам фокусами землетрясений (100—170 км); 3) пояс вулканических землетрясений, совпадающий с активным вулканическим поясом внутренней островной дуги и ее подводного склона к глубоководной котловине окраинного моря с подводными вулканами.

Геофизические исследования последних лет показали, что идея субдукции не оправдывается структурными чертами переходной зоны.

Многоканальное сейсмическое зондирование, позволившее, по данным Тальвани, проследить непрерывно поверхность Мохоровичича, показало, что вдоль этой поверхности по направлению к глубоководному желобу в «зоне субдукции» скорости распространения сейсмических волн, уменьшаются — от скоростей, типичных для океанической коры, к скоростям в континентальной коре. При этом происходит увеличение мощности океанической коры при ее приближении к глубоководному желобу и смена ее континентальной. Следовательно, переход от континентальной к океанической коре совершается в горизонтальном направлении и исключает субдукцию. Но ведь субдукция — это гипотетический процесс, необходимый для теоретиков мобилизма, чтобы избавиться от избытка океанической коры, якобы непрерывно генерируемой в срединном рифте срединно-океанического хребта и гонимой спредингом к окраинам континента. Сама же идея спрединга возникла как гипертрофированное преувеличение расширения, обычного в тектономагматических поясах при тепломассопереносе к земной поверхности.

При формировании рельефа Курильских островов ведущая роль принадлежит эндогенным факторам, причем в создании морфоструктуры, наряду с тектоникой, равную роль играет вулканизм. В областях прогибания и отстающих поднятий вулканические структуры прямо выражаются в рельефе в результате накопления в прогибах продуктов вулканических извержений. Вследствие этого в прогибах возникает рельеф вулканических гор и нагорий. Формирование рельефа отражает историю вулканизма и связанных с ним вулcano-тектонических процессов. Экзогенные процессы при участии флювиальных и ледниковых процессов лишь моделируют рельеф, сформированный тектоникой и вулканизмом.

Курильские острова лежат в зоне перехода между континентальной и океанической корой. Мощность континентальной коры под северными и южными островами 20—25 км, в средней части — 10—15 км. Под Большой Курильской дугой находится зона уплотнения верхней мантии. Под северной частью Большой Курильской дуги — гранитный слой в 7 км, под средней — кора океанического типа, под южной — субконтинентальная. Мощность вул-

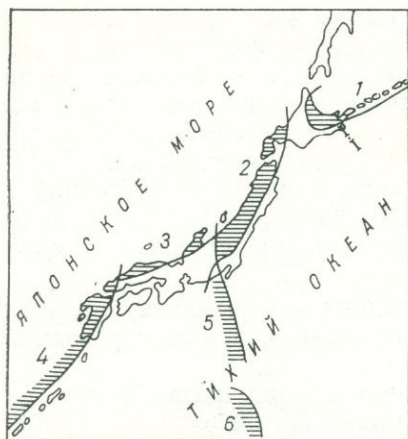


Рис. 4. Внутренние островные дуги активного вулканизма и развития зеленых сланцев (по Г. Власову, 1978 г.).

Островные дуги: 1 — Курильская, 2 — Японская северо-восточная, 3 — Японская юго-западная, 4 — Рюкю, 5 — Бонинская, 6 — Марианская

от морфоструктур, вулcano-тектоники и типа вулканизма. Для островных дуг характерна связь вулканизма с региональными рифтовыми структурами — тыловой рифт и локальными — наложенная система рифтов, пересекающая региональные рифтовые структуры.

Поперечные рифтовые зоны морфологически выражены в виде системы разломов типа Фосса-Магна на о. Хонсю, продолжающихся на юго-восток рифтами островных дуг Бонинских островов. Аналогичная структура на Камчатке не сопровождается системой островных дуг к востоку от Авачинской зоны поперечных разломов.

Региональное пересечение островных дуг проявляется в Алеутской гряде, приложенной к Камчатке у Камчатского мыса по торцовому разлому.

Курильские острова в плейстоцене и голоцене формировались как подводный ороген с горным рельефом возвышающихся над океаном вершин, созданных тектоническим поднятием и вулканической деятельностью при участии экзогенных факторов.

Анализ новейших тектонических движений Большой Курильской дуги позволяет предполагать четвертичное сводовое поднятие дуги на высоту не менее 200—300 м. Погружение впадин, обрамляющих это поднятие, происходило не менее интенсивно, захватывая также и внешнюю островную дугу и подводные хребты на ее продолжении.

Денудационная поверхность выравнивания плиоценового возраста на Курильских островах отсутствует; к ней относили четвер-

каногенно-осадочного слоя составляет 1—9 км. Современные складчато-блоковые структуры — горст-антиклинорий с эшелонированными блоками, смещенными по поперечным разломам, сформировались в конце плиоцена — начале плейстоцена.

В зоне Курильских островов грабен-синклинальный рифт соответствует прогибу кровли мел-палеогеновых отложений и накоплению неогеновой толщи зеленых туфов Большой Курильской островной дуги (рис. 4). В течение неогена происходило неоднократное омоложение грабен-синклинальных рифтов.

Линейное расположение вулканов свидетельствует об определенных условиях для выхода магмы в островных дугах, имеющих морфологическое выражение на поверхности Земли в зависимости

тичные лавовые покровы и морские террасы. На многих островах среднего звена имеются высокие морские террасы, указывающие на явное поднятие этой территории.

Для Малой Курильской дуги (о. Шикотан и др.) характерен денудационно-тектонический рельеф, образованный на дислоцированных породах верхнемелового-палеогенового возраста. Молодых вулканов нет. Рельефообразующими факторами являются деятельность моря и флювиальные процессы. Южная часть Малой Курильской гряды — острова Анучина, Танфильева, Зеленый и др. — сложены серией морских террас, из которых верхние образуют плоские позднеплейстоценовые равнины.

Формирование рельефа имело свои особенные черты во внутренней островной дуге, где сводовое поднятие сопровождалось аккумулятивными вулканическими процессами, последовательно создающими вулканогенные типы рельефа (лавовые плато, щитовые и кальдерные вулканы, стратовулканы, вулканические экструзии, шлаковые конусы).

На Большой Курильской гряде большинство островов покрыты плиоцен-раннеплейстоценовыми площадными лавовыми излияниями, вслед за которыми началась деятельность различных стратовулканов. К началу среднего плейстоцена вулканизм происходил сопряженно с тектоническим поднятием и рельеф стратовулканов имел денудационно-вулканический характер. Вулканы росли на гребне вулкано-тектонической кордильеры, поднимавшейся из вулканического трога, оборванного с востока тектоническим уступом Малой Курильской дуги и хр. Витязь.

Развитие вулканического рельефа Курильских островов происходило в несколько этапов. Начало плейстоцена — в процессе формирования горного рельефа на фоне тектонического поднятия происходили площадные излияния андезито-базальтов и андезитов; лавы образуют плато, являющиеся фундаментом вулканов центрального типа. Конец второй половины среднего плейстоцена — начало верхнего плейстоцена — время образования стратовулканов, сложенных лавами и пирокластикой андезито-базальтов и андезитов.

Во вторую половину верхнего плейстоцена происходило увеличение эксплозий. Пирокластические стратовулканы и экструзии липарито-дацитов в это время достигают максимальной высоты за весь четвертичный период.

Эволюция вулканизма в плио-плейстоцене происходила от базальтовых щитовых вулканов к кальдерам обрушения и образованию взрывных кальдер на андезитовых вулканах.

В позднем плейстоцене возросла роль эксплозивного вулканизма, вызвавшего образование кальдер. В конце плейстоцена и в голоцене возникли пирокластические конусовидные сомма-вулканы Тятя, Алаид и др. Широко распространены четвертичные вулканы с типичными для них формами рельефа: конусовидные лавовые и пирокластические стратовулканы, лавовые покровы, кальдеры, экструзивные купола и т. д.

На Больших Курильских островах имеется 104 вулкана (без подводных), из них 39 — активных увенчивают островные блоки, имеющие различное тектоническое строение. В центре блоков — разрушенные щитовые вулканы, по периферии — древние стратовулканы и кальдеры, по окраине островов на шельфе — молодые стратовулканы.

Наиболее древние позднеплиоценовые базальтовые вулканы образуют ряд северо-восточного направления. В плейстоцене молодые вулканы располагались в рядах по меридиональным направлениям. Четвертичные вулканы образуют цепи, направленные под острым углом к простиранию грабен-синклиналей (аналогично расположению вулканов в рифтовых структурах Восточной Африки в связи с диагональной системой растяжения земной коры).

Эшелонированное смещение, фиксируемое в геоморфологической структуре островных дуг, наложено на пояс разломов северо-восточного простирания, обрамляющий тихоокеанское побережье Азии. В результате этого вулканический пояс Больших Курильских островов испытывает горизонтальные сдвиговые смещения по разломам северо-западного направления. Поскольку вулканические острова поднимаются из подводного трога, имеющего рифтовую структуру, следует ожидать, что уступы рифта также должны быть смещены в горизонтальном направлении.

Современная морфоструктура полуострова Камчатки характеризуется северо-восточным эшелонированным расположением горст-антиклинальных хребтов, грабен-синклинальных депрессий и кольцевых структур, контролирующих положение вулканических поясов и узлов, соответствующее раннему орогенезу. Крупные поперечные разломы широтного и северо-западного простирания разделяют складчатую систему на серию блоков, создающих поперечную тектоническую зональность структуры.

Вулканические тропы, или грабен-синклинали, представляют собой прогибы шириной в 40—60 км. К ним приурочены пояса средне-верхнеплейстоценовых и голоценовых вулканов. Горстовые блоки граничат с грабен-синклиналями по меридиональным разломам, четко выраженным в градиентах поля силы тяжести. Высокие сбросовые уступы хорошо видны в рельефе и имеют в ряде случаев фестончатую форму. Средний гипсометрический уровень поднятых блоков дочетвертичного фундамента составляет 1300—1500 м, достигая в гребнях хребтов 2000 м. Предгорные прогибы заполнены мощными толщами вулканических моласс и четвертичных осадочных отложений. Глубинная структура полуострова характеризуется корой континентального типа мощностью 35—40 км с развитым гранитным слоем.

К вулканическому аккумулятивному типу рельефа относятся незродированные или незначительно эродированные вулканические формы рельефа — действующие и недавно потухшие вулканы верхнеплейстоценового и голоценового возраста. Они представлены стратовулканами, щитовыми вулканами, лавовыми и шлаковыми конусами, экструзивными куполами, кальдерами, маарами, лаво-

выми и туфовыми плато. К денудационно-вулканическому рельефу относятся вулканические образования, затронутые денудационными процессами; первичный вулканический рельеф, созданный эндогенными процессами, расчленен эрозией. Если для вулканогенного рельефа характерна одновозрастность с вулканическими породами, то денудационно-вулканогенный рельеф моложе изверженных пород, слагающих вулканы.

Вулканические районы в общем сходны по геологическому строению и геоморфологии. Различия же касаются главным образом относительной роли в рельефообразовании вулканических построек, их возраста и особенностей проявления физико-географических процессов.

Выделено три главных этапа раннеорогенного вулканизма Камчатки [20].

Первый этап — верхний плиоцен — поднятие вулканического пояса Камчатки на несколько сот метров в связи с консолидацией горной страны. Второй этап — в самом конце верхнего плиоцена — нижнем плейстоцене — смена восходящих движений нисходящими (вулcano-тектоническими), щитовые базальтовые вулканы, ареальный базальтовый вулканизм — образование базальтовых плато эффузивов. Третий этап — средний плейстоцен — голоцен. Преобладают восходящие тектонические движения, создающие горную вулканическую страну. Вулканическая деятельность выражается в излияниях контрастных формаций. Происходит поднятие горст-антиклинорий и вовлечение в поднятие прогибов синклинойной структуры. Образуются вулканические трого (грабен-синклинали) с преобладающими центрами андезитового вулканизма, унаследовавшими районы плиоцен-нижнеплейстоценового вулканизма. Гравитационное опускание отмечено для вулканических сооружений Камчатки с интенсивным современным вулканизмом — Ключевской и Авачинской групп вулканов и массива вулкана Шивелуч. При этом максимальная скорость погружения фундамента характерна для районов базальтовых излияний в зонах контрастных вулcano-тектонических движений.

Геофизические данные доказали также существование крупных прогибов по периферии Ключевского дола — Хапиченского и Козыревского, происходящих на фоне поднятия под Ключевским долом. Это свидетельствует о вулcano-тектонической природе поднятий Ключевского дола на фоне опусканий его флангов. Естественно считать их результатом четвертичной вулcano-тектоники в Центрально-Камчатской депрессии.

На Камчатке нет обширных выровненных поверхностей — пeneпленов вследствие молодости рельефа и дифференцированности тектонических движений, сопровождавшихся вулканизмом. Участки выровненного нагорного рельефа относятся к эрозионно-аккумулятивным поверхностям [15]. Однако несколько уровней поверхностей выравнивания отмечается в Среднем Камчатском хребте, где под покровами эффузивов сохранились коры выветри-

вания, датируемые позднемiocен-раннеплиоценовым, плиоценовым и позднеплиоцен-раннечетвертичным временем. Л. И. Лапшин в южной части Срединного хребта описал водноледниковые равнины среднечетвертичного возраста, которые он относил к поверхностям выравнивания.

Неоген-четвертичный вулканизм распространяется на вулканотектонические своды и рифтовые обрушения на сводах. Лавовые плато конформно залегают на склонах свода Корякского нагорья к северу от Камчатки. Более сложную форму имеют проявления вулканической деятельности на Камчатке. Здесь на сводовые поднятия, конформно перекрытые эффузивными толщами, наложены вулканотектонические трогги, явившиеся полем позднечетвертичной вулканической деятельности центрального типа. Продолжительному поднятию и трансформации внутренней островной дуги, унаследованной от периода островодужного развития, обязан своим существованием Срединный Камчатский хребет. Сопряженное с вулканизмом Срединно-Камчатское поднятие существовало в олигоцен-позднемiocеновое время. Оно окаймлялось с запада и востока прогибами, заполненными вулканогенно-осадочными толщами того же возраста, коррелятными вулканизму и поднятию. Стадии вулканизма раннего орогена Камчатки, связанные с этапами образования вулканических трогов и кальдер, соответственно смещались по возрасту, сменяясь к востоку более молодыми вулканотектоническими процессами.

Поздненеогеновая — раннеплейстоценовая вулканическая деятельность в Срединно-Камчатском хребте включала верхнеогенное сводовое поднятие, сопровождаемое излияниями платобазальтов, нижнеплейстоценовое образование вулканотектонического трого, рвущего по разломам верхнеплиоценовое базальтовое плато, рост стратовулканов на дне вулканических трогов и извержение на фоне продолжающегося вулканотектонического опускания мощных толщ средних и кислых вулканитов. Нижнеплейстоценовые вулканотектонические трогги Восточной Камчатки были зоной вулканизма средне-верхнеплейстоцен-голоценового возраста. Вулканизм в ранее образованных троггах Срединно-Камчатского хребта постепенно иссякал в позднем плейстоцене — раннем голоцене.

В западной зоне Срединно-Камчатского хребта главный пароксизм плато-излияний происходил на границе неогена и плейстоцена, завершившись образованием вулканотектонического трого. Нижне-среднеплейстоценовые извержения кальдерных и конусовидных вулканов сопровождалась кальдерообразованием. В восточной Камчатке площадные излияния продолжались позднее, чем в западной. Обрушения, среди которых доминировали структуры центрального типа (вулканотектонические депрессии и кальдеры), также запаздывали. Телескопированные обрушения в Южно-Камчатском вулканическом поясе происходили в центральном поясе, образованном линейно-купольными структурами, в плиоцене. Это сводовое поднятие испытало линейные и кольцевые обрушения,

после которых возникла зона интенсивного четвертичного вулканизма.

Четвертичные базальты, подстилающие вулканические сооружения центрального типа, перекрывают разломы бортов грабен-синклиналей (вулканических трогов). Опускание верхнеплиоценовых вулканических трогов предшествовало началу ареального базальтового древнечетвертичного вулканизма.

Верхнеплейстоцен-голоценовые действующие вулканы центрального типа образуют вулкано-тектонические депрессии и кальдеры. Понижение ГУВИ проявлялось как в линейных, так и кольцевых вулкано-тектонических обрушениях зоны ареальных базальтовых излияний. В голоцене площадь наибольшего погружения ГУВИ сопряжена с наиболее интенсивным поясом растяжения.

Для современных условий Курило-Камчатской области характерно формирование аккумулятивного рельефа крупных вулканических сооружений, по скорости значительно превосходящее образование эрозионных форм рельефа аналогичной контрастности, не говоря уже о скорости тектонических дифференцированных движений, уступающей этим процессам. Определения абсолютного возраста вулканических сооружений действующих и потенциально активных вулканов Курильских островов и Камчатки не превышают 50—60 тыс. лет. В процессе образования вулканы проходят две характерные стадии [20]. Стадия активного роста, когда количество изверженного материала, образующего вулканический конус, больше объема пород, удаляемых эрозионными процессами. Склоны таких вулканов не нарушены денудацией. Стадия завершающая отличается резким спадом вулканической активности, уступающей эрозионным процессам. Склоны вулканических сооружений расчленены глубокими барранкосами. Сопоставление рельефа вулканов с ледниковыми формами, морскими террасами и определение абсолютного возраста (по методу  $C^{14}$ ), показывают, что большинство стратовулканов первой стадии образовались не ранее голоцена, а второй стадии — не ранее второй половины верхнего плейстоцена [20].

Примерами крупных ареальных многоактных форм вулканического рельефа являются обширные лавовые плато и пирокластические плато районов мощных извержений туфов больших объемов. Если излияния лавовых покровов, образующих плато, имеют трещинный характер и продолжаются несколько тысяч лет, то извержение туфов больших объемов, образующих игнимбритовые и туфовые плато, происходит чрезвычайно быстро, всего за несколько лет.

Аккумулятивные вулканические процессы имеют разнообразный характер, создавая выровненные поверхности лавовых плато и вулканы значительной высоты. Эти различия связаны с типом вулканических излияний и формами древнего рельефа. Трещинные ареальные излияния способствуют выравниванию рельефа даже при значительной расчлененности фундамента. Извержения центрального типа образуют высокие вулканические конусы, особен-

но характерные для стратовулканов, в которых лавы переслаиваются с обломочным материалом. При экструзиях вязкой лавы преимущественно кислого состава образуются контрастные формы рельефа — экструзивные купола и короткие мощные лавовые потоки. Размеры куполов различны: диаметр основания — от нескольких десятков метров до 1,5—2 км, высота иногда более 1 км. Экструзивные купола часто встраиваются в склоны конусов вулканов или заполняют их кратеры на последних стадиях извержений. Экструзивные массивы в районах ареальных излияний туфов больших объемов в вулcano-тектонических депрессиях могут занимать обширные площади.

Следует остановиться на контрастных формах вулканического рельефа, порождаемых разрушением вулканов и образованием вулcano-тектонических депрессий, кальдер, рифтовых разломов и кратерных впадин. Часть этих форм отрицательного рельефа непосредственно связана с вулканическими извержениями (эксплозивные кратеры, маары, воронки гидрsvзрыва), а другие образуются при взаимодействии процессов вулканизма и вулcano-тектоники (вулcano-тектонические депрессии и кальдеры).

Крупнейшие вулcano-тектонические депрессии образованы при выбросах больших объемов пирокластического материала риолитового состава. На Курильских островах и Камчатке такие вулcano-тектонические структуры широко известны.

На Камчатке в рамках региональной вулканической области часто соседствуют вулканические ландшафты различного облика, обусловленные различными типами вулканизма и орографическими и тектоническими особенностями рельефа. Характерен ландшафт лавовых и туфовых плато, часто поднятых и образующих выровненные поверхности гор со слоистым строением лавовых потоков и покровов. Эти ландшафты обязаны своим происхождением ареальным излияниям базальтов и выбросам туфов. Для ландшафта вулканов, образующих группы в рифтовых долинах и вулcano-тектонических депрессиях, обычны контрастный рельеф и хорошо сохраняющиеся формы вулканических построек действующих или недавно угасших вулканов. Вулканы горст-антиклинальных поднятий образуют ландшафт изолированных, часто значительно эродированных горных вершин.

История деятельности отдельных вулканов насчитывает четыре — пять стадий с изменением путей и стиля извержений. Подводный вулканизм (на глубине 700 м) образовал фундамент вулкана Фусса; в начале голоцена вышел на поверхность стратовулкан. Вулкан Алаид имеет фундамент на глубине 600 м, вся высота вулкана над дном моря 3 км. Вулкан Ширинки насажен на подводный краж, образован на глубине 650 м и имеет верхнеплейстоценовый возраст. Современный конус насажен на древнем подводном вулкане.

Развитие рельефа раннеорогенной вулканической области протекает в обстановке постепенно замирающей вулканической деятельности на фоне прерывистого поднятия страны. Вулканизму

предшествует формирование выровненной поверхности, на которой произошли излияния андезито-пирокластической толщи и образование на лавовом плато кальдеры опускания (рис. 5).

Блок-диаграммы *а* и *б* показывают стадии вулканических извержений, происходящих в кальдере опускания на лавовом плато, образованном ареальными вулканическими излияниями в субаэральных условиях, невысоко над уровнем моря. Мелкие шлаковые конусы на поверхности плато являлись центрами излияний лавовых покровов. В кальдере опускания диаметром в несколько километров поднимается стратовулкан. Сбросовые обрывы, окружающие кальдеру, еще не затронуты эрозией, их высота достигает 200—250 м.

В восточной зоне Камчатки соответствующим первой стадии развития рельефа является Карымский действующий вулкан. На второй стадии развития вулканогенного рельефа лавовые плато вследствие постепенного поднятия достигают высоты 1 км. Они прорезаны глубокими каньонами, в которые по расчлененным склонам вулкана, расположенного в кальдере, из побочных кратеров стекают лавовые потоки. Из вершинного кратера лавы изливаются редко, и он отличается эксплозивной деятельностью. Из действующих вулканов Камчатки на этой стадии находится вулкан Горелый, расположенный у южных склонов Южно-Быстринского хребта.

На блок-диаграмме *в* изображен рельеф кальдеры вулкана в начале послеледникового периода. Вследствие общего поднятия страны лавовые плато расчленены глубокими долинами на отдельные столовые горы—мезы. Ледники превратили каньоны в троговые долины. Вулканические излияния внутри кальдеры прекратились и вулкан сильно разрушен; уцелело лишь несколько гребней. звездообразно расходящихся от вершины. Кальдера превратилась в эрозионную котловину, внутри которой сохранились небольшие участки лавового плоскогорья доледникового возраста и туюя — плосковерхие экструзии, образованные, согласно В. Цюрипе, в

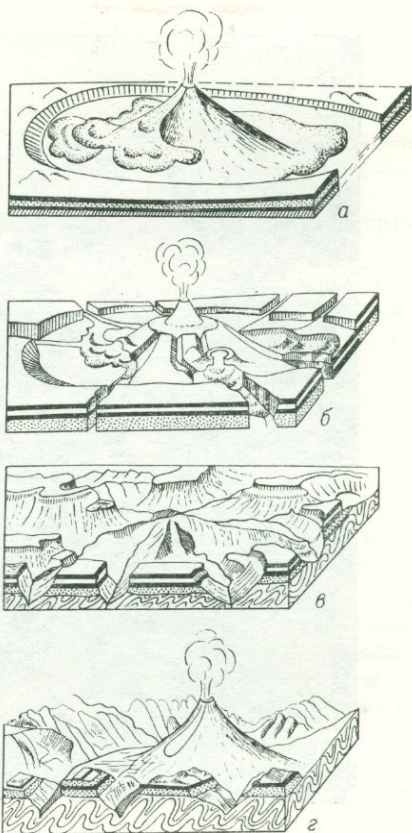


Рис. 5. Этапы развития рельефа орогенной вулканической области (*а—в*) (по А. Святловскому, 1956 г.)



Рис. 6. Вулкан Бекенин в Восточном Камчатском хребте

результате подледных извержений. Во время послеледникового вулканизма на развалинах древнего вулканического сооружения был образован новый стратовулкан.

Блок-диаграмма 2 изображает кальдерную котловину во время вулканических излияний центрального типа в послеледниковое время.

В кальдере вырос молодой вулкан. Его лавовые потоки облекли более древние эрозионные формы рельефа, образованного после древнего оледенения. Столовые горы, окружавшие котловину, превращены эрозией в скалистые хребты. Деятельность стратовулкана прекратилась недавно; сохранившиеся на его склонах лавовые потоки почти не затронуты эрозией. На этой стадии развития находится вулкан Бекенин в Восточном Камчатском хребте (рис. 6).

Таким путем горная страна формируется из лавовых плато, при замирающей вулканической деятельности и усиливающейся эрозии; кальдера превращается в эрозионную котловину, окруженную скалистыми горами.

В геосинклинальных областях бок о бок расположены зоны тектонического поднятия и опускания. Вулканические излияния протекают в зонах тектонического поднятия, увеличивая контрасты рельефа геосинклинальной области.

Анализ рельефа раннеорогенной вулканической области приводит к выводу, что при быстром поднятии, когда основные факторы рельефообразования — тектоника, вулканизм и эрозия — действуют взаимосвязанно, происходит формирование горной страны.

Изучение новейшего вулканизма раннеорогенной области показало, что вулканическая деятельность участвует в общем поднятии страны и вместе с тектоникой образует контрастный горный рельеф вулканической области.

Следующие положения характеризуют основные черты развития вулканического рельефа: 1) вулканические извержения начинаются при низком положении области над уровнем моря и сопровождают ее поднятие; 2) эрозия вулканической области начинается одновременно с поднятием и сопровождает его; 3) вулканические излияния происходят при поднятии, протекающем быстрее, чем эрозия (базис эрозии понижается); 4) вулканическая деятельность возникает в начале поднятия и заканчивается в конце его, при формировании высокогорной страны; 5) процессы вулканизма тесно связаны со структурным развитием района и сопровождаются региональными тектоническими движениями по разломам и локальными вулканотектоническими движениями, образующими вулканотектонические депрессии, кальдеры опускания, эксплозивные грабены, секторные грабены; 6) рельеф раннеорогенной области новейшего вулканизма из лавовых плато преобразуется в горную страну.

В вулканических областях альпийского орогенеза образование вулканогенного рельефа начиналось в результате субаэральных площадных вулканических излияний, образующих лавовые плато. Особенностью рельефообразования в раннеорогенной области является поднятие орогена и вулканотектоника. Тектонические движения обуславливают образование рельефа, при котором поднятие гор опережает их разрушение. Эти две особенности в развитии вулканического рельефа раннеорогенной области позволяют исследовать роль экзогенного фактора рельефообразования, устранив неясность в толковании других факторов.

Фундаментом Японских островов являются реликты древних складчатых поясов, в миоцен-плиоценовых рифтах которых накопились вулканогенно-осадочные толщи, образовавшие современные островные дуги и раннеорогенную структуру Японии. Мощность континентальной коры 40—42 км, скорость сейсмических волн 5,6—6,3 км/с и мощный гранитный слой определяют раннеорогенную структуру крупных островов Японии. Базальтовый слой с  $V_s=7,6$  км/с прослеживается вдоль всей дуги, кровля его находится на глубине 20—35 км (мощность 17—28 км), утолщение базальтового слоя отмечается под осевой зоной о. Хонсю.

Эволюция вулканизма происходит на фоне увеличения мощности континентальной коры и приращения гранитного слоя в кровле ее колонны. В результате в вертикальном разрезе наблюдается смена от щелочных базальтов щитовых вулканов, действующих в миоцене, к плио-плейстоценовым андезитовым стратовулканам конусовидного типа.

Эти данные, типичные также для других островных дуг Тихого океана, свидетельствуют о значении глубинной структуры земной коры для образования морфологии вулканов.

Районам с максимальной мощностью гранитного слоя коры присущ средний и кислый вулканизм; для районов с мощным базальтовым слоем коры характерен основной вулканизм, с образованием базальтовых плато ареального типа излияний и щитовых кальдерных вулканов. Различная глубина вулканических очагов вулканов влияет на изменение магм, определяющих морфологию вулканических построек. Вулканы внешней зоны вулканического пояса в восточной части о. Хонсю изливают толеитовые магмы из неглубоких очагов. Вулканы западного побережья о. Хонсю представляют высокоглиноземные магмы из более глубоких очагов и продолжают на п-ов Идзу и вдоль оси о. Хоккайдо. На берегах Японского моря в западной части Японии вулканы сложены щелочными оливиновыми базальтами из наиболее глубоких очагов, в то время как высокоглиноземные породы на востоке являются производными толеитовой магмы.

Лавы высокоподнятых на сиалическом фундаменте вулканов имеют сложный состав за счет контаминации (в зависимости от положения вулканов по отношению к погружению зоны Беньюфа). В тыловой части островной дуги контаминацию осуществляет щелочная оливин-базальтовая магма, а во фронтальной зоне — толеитовая магма. Соответственно среди вулканов западной части пояса господствуют щитовые базальтовые вулканы и ареальные излияния с большим количеством шлаковых конусов. Вулканы, питающиеся из более близкоповерхностных очагов гранитного слоя земной коры, в восточной части пояса относятся к андезито-дацитовым стратовулканам с широким развитием кальдер взрыва и экструзивных конусов. Тыловой рифтовый прогиб выполнен мощной формацией зеленых туфов, прослеживающейся вдоль островных дуг Тихого океана. На юге Японской дуги этот прогиб продолжается до о. Тайвань, а на севере уходит в западную часть о. Хоккайдо (Исикари), откуда протягивается к о. Сахалин. На о. Хоккайдо рифт заполнен девятикилометровой мио-плиоценовой толщей вулканитов, на выровненной поверхности которых насажены плио-плейстоценовые вулканы.

Наряду с четко прослеживающимся изменением морфологии вулканов одного возраста вкрест простирания островных дуг, связанным с вероятным погружением по направлению к окраине континента глубины магматических очагов, следует подчеркнуть, что изменение структуры земной коры, происходящее с течением времени, приводит к эволюции типов вулканических сооружений. При

этом миоценовый вулканизм, во время которого в рифтовых тыловых прогибах вулканического пояса накопились зеленые туфы, не оставил вулканических образований, выраженных в современном рельефе. Вулканы разрушены или погружены под толщи осадков.

В Японии в плиоцене были выработаны поверхности выравнивания, частично за счет мощных излияний игнимбритов, образовавших плато, на котором возвышаются крупные плейстоценовые стратовулканы с кальдерами взрыва. Эрозионные поверхности местами срезают мезозойские гранодиориты и неогеновые вулканиды.

Поверхности выравнивания на разных геоморфологических уровнях служат площадями вулканической деятельности во время тектоно-вулканической активизации. Наиболее низкие из них располагаются вблизи уровня моря на высоте 200—300 м.

Вулканы горстовых хребтов расположены на древних поверхностях выравнивания, поднятых до высоты 2—2,5 км и срезающих палеозойские, мезозойские и неогеновые отложения. Вулканы насажены на разломы северо-восточного направления, пересекающие главные субмеридиональные разломы. Эти вулканы уже потухли и относятся к позднеплейстоцен-раннеголоценовому возрасту.

В процессе тектонического поднятия «кордильер» и эрозии на поверхность горстов выведены древний метаморфический фундамент и толщи зеленых туфов миоценового возраста. Эта картина типична для крупных островов раннеорогенной стадии (о. Хоккайдо).

Горсты, сложенные палеозойскими, мезозойскими породами и зелеными туфами, образуют хребты, вдоль которых голоценовые вулканы насажены на диагональные разломы и края горстовых глыб. Вулканы, кальдеры, вулканотектонические депрессии расположены на размытой поверхности этих древних формаций. Несмотря на большую абсолютную высоту вулканов (Онтаке-Сан 3063 м и Нерикура-Даке 3026 м), они имеют фундамент на высоте 2 км, возвышаясь на поверхности горста, сложенного палеозоем и гранитами мелового возраста. Основание одного из вулканов (Онтаке-Сан) представлено базальтовым щитом с кальдерой взрыва и экструзиями в ней.

Следует заметить, что вулканы, насаженные на горсты, относятся к одному типу, независимо от состава и возраста фундамента. Различие в составе лавы определяется положением вулканов в вулканическом поясе, а высота — типом лав и ГУВИ, понижающимся при образовании рифтов и кальдер. Общей чертой эволюции вулканизма является гомодромный тип дифференциации магмы на фоне повышения ГУВИ. Антидромные этапы эволюции магмы характерны при понижениях ГУВИ.

Своеобразная рифтовая структура о. Хонсю — прогиб Фосса-Магна пересекает остров в меридиональном направлении от Тихого океана до Японского моря. Борты рифта сложены палеозой-

скими и мезозойскими складчатыми толщами, а его прогиб выполняет девятикилометровая толща зеленых туфов и четвертичных отложений с аккумулятивной поверхностью выравнивания. Плейстоцен-голоценовые вулканы образуют несколько групп, среди которых крупнейший вулкан Японии Фудзи. Сложная структура пояса обусловлена пересечением его вулканическим рядом о-вов Бонин — Идзуситито, уходящим в Тихий океан.

Вулканы грабена Фосса-Магна расположены как по бортам грабена (Хаконе), так и в кальдерных депрессиях с телескопированными кальдерами, врезанными в горстовые глыбы (рис. 7). Вулкан Фудзи образован в результате длительной морфологической эволюции и извергался в последний раз в 1707 г. В настоящее время это красивейший в Японии конусовидный андезито-базальтовый стратовулкан, прошедший несколько стадий развития с кратковременными периодами денудации. Пепловые туфы и игнибриды образуют выровненные отложения на площади в сотни квадратных километров и относятся по возрасту к верхнему плейстоцену. Широко распространен плейстоценовый пирокластический покров, служащий фундаментом четвертичных стратовулканов. Среди вулканов часты кальдеры эксплозивного происхождения и вулканические своды с вулкано-тектоническими депрессиями рифтового и кольцевого типа.

Сложную морфоструктуру представляет система телескопированных грабенов внутреннего моря Сето (п-ов Тюгоку). Приосевая часть ступенчатого свода срезана плиоценовой поверхностью выравнивания (плато Таиба 1200—1500 км). Вулканизм происходил с миоценового времени вдоль берега Японского моря. На поверхности выравнивания лавовые плато и стратовулканы сложены щелочными базальтами.

Предполагается, что в среднем плиоцене произошло образование крупного свода о. Кюсю, перекрытого базальтовыми покровами. Ступенчатые телескопированные грабены служили фундаментом для образования последовательной по возрасту серии вулканов плейстоцен-голоценового возраста. В среднем плейстоцене были образованы крупные кальдеры Асо, Ата и Айра, частично заполненные морем. Современные вулканы приурочены к системе грабенов северо-восточного направления. На дне их самые молодые вулканы соответствуют возрасту грабенов. Помимо вулканов островодужной системы особую группу вулканов образуют извержения щелочных базальтов на глыбах древнего фундамента. К такой системе относится цепь вулканических островов Цусимского пролива. Низкие плио-плейстоценовые базальтовые щитовые вулканы имеют на вершинах крупные кальдеры (диаметром до 9 км) и шлаковые конусы среднеплейстоценового возраста (25 тыс. лет). Аналогичная система блоков палеозойских и мезозойских пород ограничивает грабены, занятые плейстоценовыми вулканами с андезито-дацитовыми экструзиями в кальдерах. Распространены кольцевые телескопированные структуры. Залив Кагосима представляет собой крупную вулкано-тектоническую депрессию (рифт)

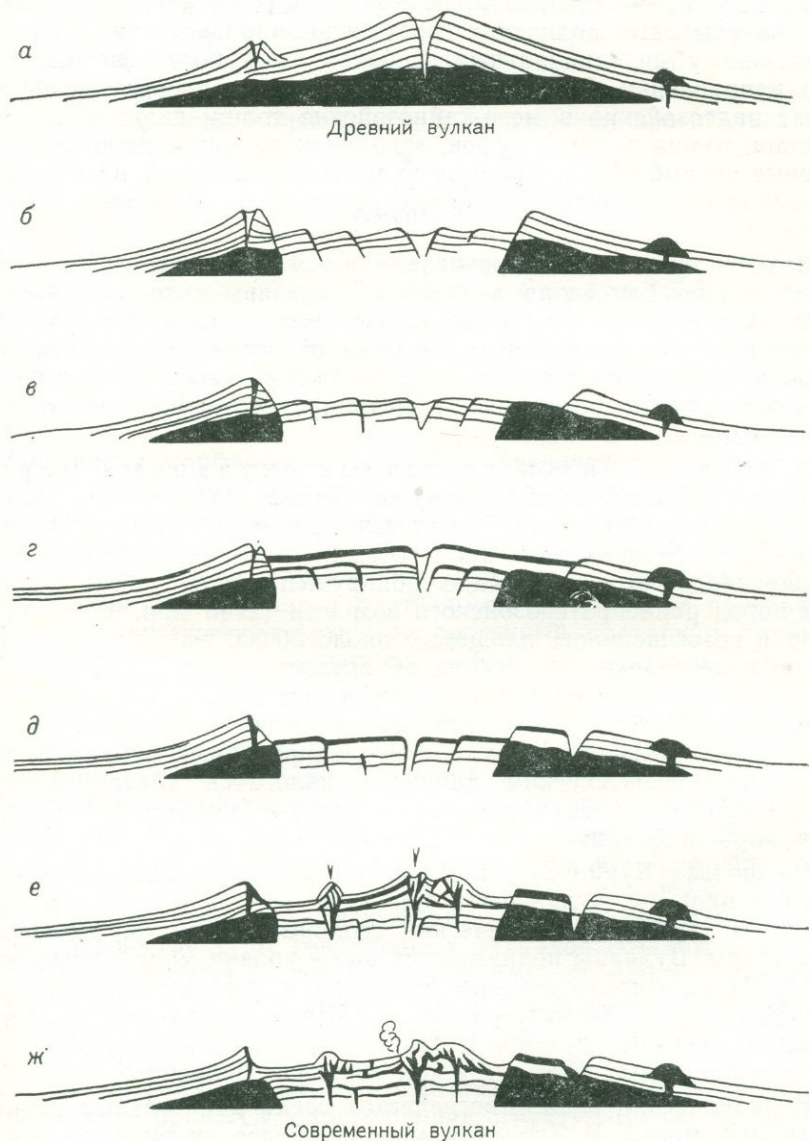


Рис. 7. Эволюция морфоструктуры вулкана Хаконе, Япония (в последовательности а—ж)

70×20 км. На дне ее лежит серия кальдерных структур (кальдеры Айра и Ато). На Японских островах известно около 60 активных вулканов и не менее 200 четвертичных вулканов, сохранивших в значительной степени свою морфологию.

Морфоструктурные позиции четвертичных вулканов следующие. Вдоль оси рифта Большой островной дуги (пояс активных вулканов) на глыбовых поднятиях горст-антиклинального типа, на пересечении субмеридиональных грабен разломами северо-западного направления. В разрезе фундамента голоценовых вулканов лежат палеозойские и мезо-кайнозойские толщи складчатого основания, толща зеленых туфов, заполняющая рифт, плио-плейстоценовые игнимбриты и щитовые вулканы — кальдеры плейстоцен-голоценового возраста, сложенные андезитами, дацитами, игнимбритами.

Высоты вулканов в переходной зоне Тихого океана, согласно исследованию Бен-Авраама (1980 г.), связаны с типами земной коры. Вулканы, образованные на континентальной коре, имеют постоянную абсолютную высоту, но их относительная высота над уровнем моря меняется. Вулканы на океанической коре отличаются изменениями абсолютной высоты при постоянной высоте над уровнем моря.

В области дальневосточных окраинных морей выделены крупные морфоструктуры: шельф, материковый склон, подводные возвышенности, абиссальные равнины. На дне Японского моря, на склонах подводной возвышенности Криштофовича, к северо-западу от о. Уллындо обнаружен выход метаморфических пород раннепротерозойского возраста (2100 млн. лет), образующий возвышенность площадью около 20 000 км<sup>2</sup>. Предположительно палеозойские отложения обнаружены в коренных отложениях на юго-восточном склоне возвышенности Витязя в интервале глубин 1500—2250 м. Со всех сторон эти возвышенности ограничены глубоководными впадинами, консолидированный фундамент которых, по геофизическим данным, аналогичен «базальтовому» слою земной коры, как и подводные выходы фундамента в Средиземноморье и Атлантике.

На шельфе Курильских и Японских островов выделяются поднятия и прогибы, вулканотектонические горсты и грабены, изометричные вулканотектонические сводовые поднятия, депрессии и кальдеры. Вулканы поднимаются выше уровня моря в виде островов. Вулканотектонические депрессии и грабены отмечены на шельфе островов Хоккайдо и Хонсю. Щитовые вулканы и вулканические плато на дне моря образуют подводные продолжения некоторых островных щитовых и конусовидных вулканов.

Вулканический рельеф встречается среди абиссальных равнин окраинных морей. В Японском море наиболее крупная из них — о. Уллындо. Диаметр подводных вулканических гор и холмов, насаженных на подводные плато, обычно не более 2—3 км. Базальты подстилают миоценовые отложения и занимают такое же стратиграфическое положение, как и в более южной части материкового склона у побережья Южного Приморья.

Конусовидные вулканы образуют многочисленные формы рельефа вдоль островов и на дне Охотского моря. К ним принадлежат

конические постройки на дне моря, часто выступающие в виде островов — вулканических конусов. Диаметр основания вулканов достигает 30 км, в среднем около 10 км, возраст — плиоцен-голоценовый. Глубоководные желоба, обрамляющие островные дуги со стороны Тихого океана и Филиппинского моря, по всей вероятности, образовались в плейстоцене и продолжают прогибаться как предгорные впадины.

## Америка

**Орогенные пояса.** Новейший вулканизм известен в различных структурно-морфологических провинциях Северной Америки: в складчатых горах Тихоокеанского побережья (Каскадные и Скалистые горы), на плато Колумбии, сложенных покровами лав, в провинции Хребтов и Бассейнов, представляющей сложную структуру нагорий и пустынь, примыкающую на юге к Калифорнийскому заливу.

Первичная морфология вулканов определяется их структурой и типом вулканизма в зависимости от структуры вулканической области, образованной на континентальной земной коре.

Региональные морфоструктуры районов новейшего вулканизма Северной Америки сочетаются из кордильер, лавовых плато и рифтовых долин. На границе с платформой и тыловыми прогибами проявлялся плиоцен-четвертичный орогенный вулканизм высоких поднятий, связанный с крупными рифтовыми долинами. По поперечным долгоживущим разломам изливались позднеэоценовые базальты тыловых прогибов. Эти вулканические излияния конца миоцена — главным образом лавы и пирокластическая, образующие базальтовые плато, слагают фундаменты вулканов. Лавовые плато расчленены долинами рек на мезы и межгорные уступы. Плиоценовые щитовые и конусовидные вулканы превращены в руины, иногда служащие фундаментом для вулканов четвертичного возраста, среди которых многие плейстоценовые и голоценовые постройки хорошо сохранили свою форму и морфологию лавовых потоков. Морфоструктуры современных вулканов созданы вулканической деятельностью позднеплиоцен-плейстоценового времени. Этот период совпадает с проявлениями тектонических движений, сопряженность которых с вулканизмом является основой геодинамики вулканической области и определяет морфологический облик вулканов. Сводные поднятия и рифтогенез — важнейшие вулканотектонические процессы, определившие структурный облик обширной области Хребтов и Бассейнов, а также базальтовых плато Колумбии и Зменной реки. Лавовые плато в зависимости от строения фундамента и высоты поднимаются уступами над плоскогорьями, сложенными древними породами, и местами ограничены разломами, образуя горсты. На фоне этих вулканических областей поднимаются высокие Кордильеры, вулканы которых образуют верхний ярус рельефа континента. К ним относятся Каскадный хребет, по оси увенчанный такими крупнейшими вулканами Кали-

форнии, как Кратер Лейк (2724 м), Шаства (4317 м), Бейкер (3276 м), Три Сестры, Рейнир (4391 м), Св. Елены (2948 м), Худ (3427 м), Адамс (3751 м). Эти вулканы образуют надстройки над фундаментом, имеющим высоту 1—1,5 км над уровнем моря и отличающимся расчлененным денудационным рельефом, в котором участвуют миоплиоценовые лавы основания вулканов, соответственно относительная высота вулканов будет значительно меньше.

В Каскадном хребте в настоящее время располагается семь активных центров извержений и около 15 недавно потухших вулканов. В наше столетие эксплозивную деятельность проявлял вулкан Лассен-Пик. После извержения 1915 г. в его кальдере поднялось несколько дацитовых и андезитовых куполов, рядом с более древним андезитовым конусом.

Вулкан Рейнир является одним из самых крупных стратовулканов мира, действующим уже несколько сот тысяч лет. Последнее сильное извержение произошло 500—600 лет тому назад, сопровождаясь лавинами и грязевыми потоками.

Извержение вулкана Мазама привело к образованию кальдеры и кратерного озера примерно 7 тыс. лет назад, одновременно с аналогичным извержением вулкана Хангар на Камчатке. Кальдеры типа Кратер-Лайк по происхождению разделяются на образованные при взрыве и обрушении вулканического конуса и вне связи с вулканическими постройками.

Гора Бейкер — четвертичный стратовулкан — сложена лавами и тефрой. Последние 500 лет происходили небольшие взрывы и изливались лавовые потоки (до 1800 г.).

Вулкан Мон Эдзиза в Канаде в виде андезитовых, дацитовых и риолитовых куполов на крупном базальтовом вулкане извергался приблизительно 1800 лет назад. В северной части хребта имеется несколько районов вулканизма, активного на протяжении четвертичного периода.

Вулканы Св. Елены, Худ и другие в Каскадном хребте извергались в прошлом столетии и считались потухшими, но грандиозное извержение вулкана Св. Елены в 1980 г. заставило пересмотреть эту точку зрения в отношении многих из них.

В Скалистых горах плиоценовая вулканическая деятельность проявлялась в виде огромных извержений риолитовых туфов. Много мелких вулканов образовалось на поднятии Рок-Спрингс, где и в настоящее время широко распространены фумарольная деятельность и гейзеры. В Йеллоустонском национальном парке расположен крупный эродированный верхнемиоценовый вулкан, в ядре которого эрозией, снизившей высоту конуса вулкана на 3 км, вскрыты интрузивные породы.

При извержениях 1000 лет назад из кратера Уайт-Ривер пеплы оказались распространены на площади более 300 000 км<sup>2</sup> в южной части территории Юкон (Канада) и на юго-востоке Аляски.

На Аляске известно до 12 современных центров извержений. Самый крупный вулкан Аляски — Катмай сложен рядом куполов, расположенных вдоль крупной трещины. Центром извержения слу-

жит кальдера площадью  $4,5 \times 3,2$  км<sup>2</sup>. В 1912 году здесь произошло извержение, вызвавшее крупное землетрясение. Помимо пепловых толщ, образовались большие потоки игнимбритов и тысячи фумарол — «Долина десяти тысяч дымов». Взрыв разрушил древний купол Нова-Рупта и, вероятно, расширил кальдеру.

К восточному склону Каскадных гор прислонена генерация вулканического рельефа, переходная к лавовым плато, — щитовые базальтовые вулканы Низких Каскад, далее в глубь страны переходящие в базальтовые и риолитовые лавовые плато. Соответственно увеличению роли континентальных формаций возрастает щелочность лав, наибольшая в самых молодых базальтах. Вулканы Низких Каскад образуют базальтовые щиты Ньюберри (2141 м), Медисон Лейк (2350 м). Наиболее обширные лавовые излияния образовали плато Колумбийское и Змеиной реки. Это тыловые предгорные структуры, фундамент которых сложен гетерогенными формациями орогенного типа, переходящими в поднятия Скалистых и Каскадных гор.

Лавовые покровы мощностью до 2 км залегают на расчлененном горном рельефе, имеющем разности отметок более 2 км, местами пенеценизированном и опущенном. Последующие извержения риолитов были связаны с рифтообразованием более позднего времени. Рифтовые долины в четвертичное время явились полем вулканизма центрального типа, высота образованных в них вулканов достигает более 2000 м. Вулканы и кальдеры сложены щелочными базальтовыми и риолитовыми пирокластическими породами. На западном борту рифта находятся кальдера Валлис (2000 м), Сан-Хуан (3000 м) и гора Тейлор (3471 м) — щитовой вулкан, сложенный андезитом-базальтами. На западе лавовые плато Колумбии испытывают поднятие вместе с поднятиями гор, к склонам которых прислонены лавовые покровы. Поверхность лавовых плато прорезана глубокими каньонами и испытывает коробление субширотного простирания. На севере высота плато имеет 300—400 м, а в южном направлении достигает 1800 м и мощность лавовых покровов увеличивается близ слияния рек Колумбии и Змеиной, где плато испытало наибольшее мульдообразное прогибание. Юго-западная часть Колумбийского плато — пустынная холмистая область, где плейстоценовый вулканизм проявляется в виде лавовых потоков, подпруживающих озера, шлаковых конусов и пепловых отложений. Базальты плио-плейстоценового возраста у окраины Каскадных гор образуют массивы щитовых вулканов и лавовых плато, опускающиеся уступами к юго-востоку, к пустыне Сонора — денудационной равнине с обширными содовыми и солеными озерами. На фоне поднятия и денудации района в плейстоцене и голоцене продолжались вулканические извержения, пепел которых заполнял котловины озер.

Большой Бассейн, отделенный от Колумбийского плато тектоническими уступами, является относительно опущенным срединным массивом, граничащим на востоке с плато Колорадо. Котловины Большого Бассейна разделены цепями гор, сложенных допа-

леозойскими и палеозойскими метаморфическими породами и гранитами, на которых на западе лежат мощные мезозойские геосинклинальные формации. Вулканизм здесь проявлялся многостадийными излияниями, начало которых относится к раннетретичному времени. В глыбовых структурах размещаются вулканы, сложенные базальтовыми, андезитовыми и риолитовыми лавами. Четвертичные постройки различаются по типам от лавовых покровов и щитовых вулканов до пепловых конусов и экструзий. Пепловые отложения заполняют котловины многочисленных озер.

Провинция Хребтов и Бассейнов западной части Северной Америки имеет много общего по структуре с Восточно-Африканской рифтовой зоной. Обширный геоантиклинальный свод, образованный в Калифорнии до формирования тектонического рельефа, напоминает дорифтовое сводообразование юрского и посленеогенового времени в Восточной Африке. Этот орогенический цикл включает на стадии поднятия сводов крупные вулканические излияния, которые сменяются после рифтообразования локальными излияниями центрального типа. В связи с вулкано-тектоническими движениями находятся не только сбросы и горсты, но складчатость и надвиги, возникающие в зонах, сопряженных с вулканотектоническими поднятиями в процессе орогенеза. Поверхности выравнивания, широко развитые в провинции Впадин и Хребтов, свидетельствуют о вертикальных поднятиях, сопровождавших этапы вулканической деятельности, контролирующей рифтогенез. При этом, так же как и в Восточной Африке, здесь происходили неоднократные поднятия горстовых хребтов, которым сопутствовало рифтообразование.

Рифтовая зона провинции Хребтов и Бассейнов Калифорнии наложена на срединный массив в пределах мезозойской геосинклинальной области. Позднекайнозойские излияния к юго-западу от плато Колорадо изменялись от щелочных базальтов к толеитам. Неоген-четвертичные базальты, андезиты и риолиты занимают фланги рифтов, а также изливались на дне рифта Рио-Гранде. Мощные грабены разделяют Калифорнийские береговые цепи гор, их заполняют озера, лагуны, а на западе — обширный Калифорнийский залив.

Вулканизм в условиях рифтогенеза орогенного этапа развития проявился в рифтовой впадине Калифорнийского залива, примыкающего к Большому Бассейну с юга. Происхождение Калифорнийского залива возможно объяснить как результат сдвигов и разрывов по системе разломов, продолжающих рифтовую зону Восточно-Тихоокеанского хребта. Можно высказать сомнение в традиционном спрединге хотя бы потому, что палеомагнитные аномалии, изученные в заливе, не сходны с типичными аномалиями, якобы показывающими расширение океанического дна. Вероятнее предположение, что молодая рифтовая долина, опустившаяся на продолжении Восточно-Тихоокеанского хребта, образовала залив, достигающий вблизи выхода в океан глубин 2 км. Район к северу от Калифорнийского залива, по геофизическим данным, бли-

зок по глубинному строению коры и мантии к срединно-океаническим хребтам.

Предполагается, что осевая рифтовая зона, продолжающая Восточно-Тихоокеанскую, проходит по разлому Бланко между хребтами Горда и Хуан-де-Фука, имеющими типичный для срединно-океанических хребтов грядовый рельеф. Осевое ущелье хребта Горда напоминает по структурной и геофизической характеристикам рифтовые ущелья срединно-океанических хребтов. Наряду с утонением базальтового слоя здесь наблюдается подъем кровли верхней мантии с разуплотнением ее вещества. «Соединительное звено» срединно-океанической системы, проходящее на континенте в области хребтов и бассейнов Калифорнии, дает основание для рассмотрения Калифорнийского залива как рифта, но представлению о его «раздвиге» противоречит структурная связь между Калифорнийским полуостровом и Южной Сьерра-Мадре Тихоокеанского побережья Центральной Америки. Продолжением этой складчатой системы являются подводный Капский хребет и острова Лас-Грес — Мариас.

Существенное значение также имеют отличия вулканических формаций, относящихся к орогенному типу, свидетельствуя в пользу сходства грабена Калифорнийского залива с рифтовой системой Анд Южной Америки. В свете этих данных структура Калифорнийского залива приближается к раннеорогенным долинам западной Америки. Поднятие плато Сьерра-Мадре происходило синхронно с опусканием грабена Калифорнийского залива по крупным сбросам. Отмечаются плейстоценовые сбросовые нарушения поздней фазы орогенеза. Река Колорадо на поверхности опустившейся впадины Солтон образовала мощную толщу дельтовых отложений, заполнивших грабен, переходящий в рифт Калифорнийского залива, обрамленный горстами с потухшими и разрушенными вулканическими постройками. На Калифорнийском полуострове эти вулканы водораздельного складчатого хребта достигают высоты 1995 м. Калифорнийский залив является очень молодой рифтовой структурой, сопоставимой по возрасту с рифтовыми долинами Центральной Америки.

Важные результаты для изучения этой рифтовой долины дало бурение с научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер» (рейсы 64 и 65). На одной из скважин с глубины моря около 3 км был поднят образец гранита, выветрелого в условиях засушливого климата, сходного с современным. У входа в Калифорнийский залив скважины достигли потоков подушечной лавы, излитой вдоль осевой зоны рифта и сходной с лавами рифта Исландии. Толейтовые базальты, излитые в рифте, близки к базальтам срединно-океанических хребтов, хотя и содержат ксенолиты континентальных пород. Лавовые потоки переслаиваются осадками, колонка которых дала возможность определить характер климатических изменений за последние 300 тыс. лет. Базальтовые лавы переслаиваются с осадками, образуют sill и имеют возраст 3—4 млн. лет.

Исследования о. Тортуга в Калифорнийском заливе выявили сложную историю базальтового кальдерного вулкана. Остров лежит в бассейне Гуаймас на коре предположительно океанического типа и является сложной вулканической постройкой, фундамент которой сложен древней палагонитовой толщей. Вулкан образован порфиритовыми толеитовыми базальтами, типичными для срединно-океанических хребтов по отношению  $^{87}\text{Sr}$   $^{86}\text{Sr}$ , но отличается высоким содержанием Na. Плагноклазовые порфиритовые базальты и их туфы слагают фундамент острова и мелководное дно залива к югу от него, залегая с падением на северо-запад  $5-7^\circ$ , очевидно, являясь частью субаэральных древних базальтовых формаций.

Остров-вулкан Тортуга является надстройкой центрального типа и его лавы несогласно перекрывают фундамент, образуя толщу базальтовых потоков мощностью около 200 м. Лавы и палагонитовые туфы фундамента вулкана обнажены на обрывистых склонах вулкана до высоты 80 м и состоят из 30 потоков базальтов. Вулкан — типичное кальдерное сооружение центрального типа, сложенное вулканической серией базальтов и их стекловатых туфов. На склонах кальдеры сохранились шлаковые конусы, изливавшие порфиритовые базальты, потоки которых отличаются от базальтов древних серий незначительной мощностью (рис. 8).

Центральная кальдера вулкана имеет диаметр 1 км и глубину 100 м, стенки ее разбиты многочисленными сбросами. В центре застывшего лавового озера кальдера возвышается блок, сложенный галитом (из эвапоритовой толщи) и перекрытой базальтовыми потоками. Свежие лавовые потоки, занимающие южное подножие кальдеры, являются андезитовой лавой, изливавшейся из шлаковых конусов.

Высказывается предположение о кальдерном происхождении эвапоритового бассейна, но скорее эвапоритовый бассейн существовал здесь до опускания рифта.

Многочисленные сбросы сопровождаются внедрением даек базальтов и разрушают кальдеру. В результате излияний базальтов типа исландитов образовалось лавовое озеро. Делювиальные отложения занимают площадь внутренней кальдеры, где лавы выходят на дневную поверхность.

Следовательно, представление о излияниях базальтов на дне Калифорнийского залива, связанных с его раздвижением вдоль рифтовых трещин, неубедительно. Базальты древней серии несомненно принадлежат к базальтовой формации, отложенной до формирования залива, возраст которого не старше 1,7 млн. лет. Центральный кальдерный вулкан, образующий остров в заливе, может быть сопоставлен с аналогичными вулканами толеитовой магмы, наблюдающимися в рифтовых долинах Центральной Америки. Толеитовые базальты, образующие вулканы в этих глубоко опущенных долинах, являются показателями низкого ГУВИ.

Следует подчеркнуть, что аналогичные морфоструктурные условия вулканизма отмечаются для восточной части Мексиканско-

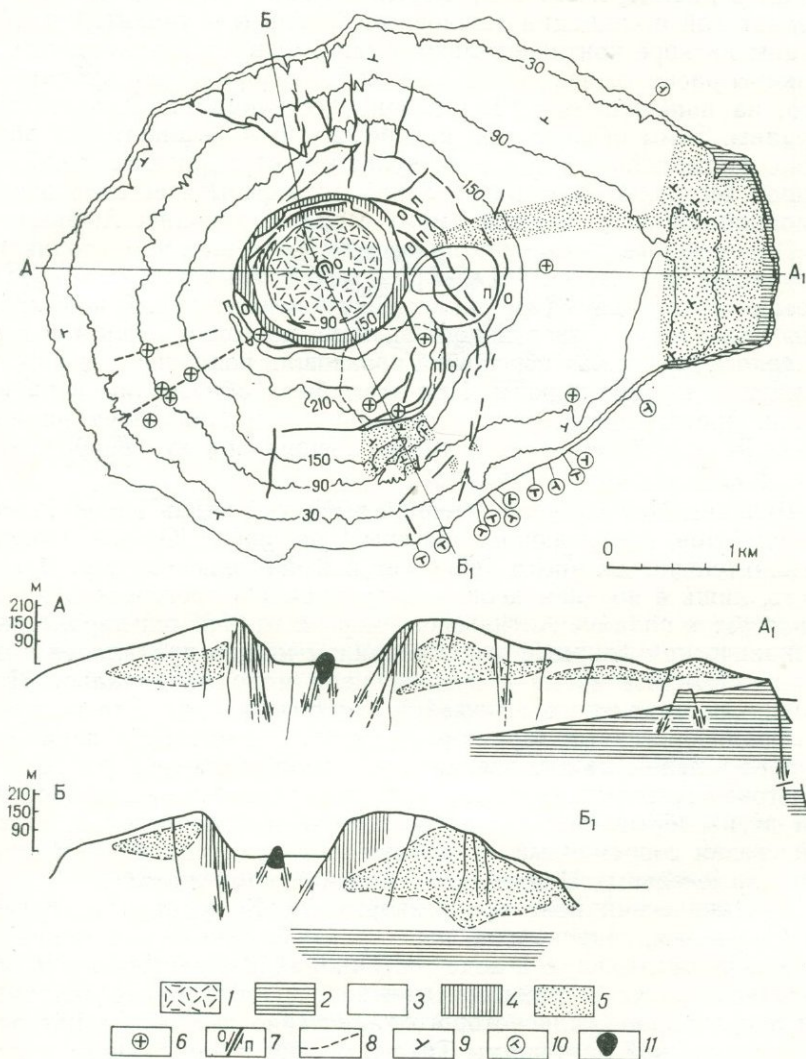


Рис. 8. Геологическая карта острова-вулкана Тортуга и разрезы А—А<sub>1</sub> и Б—Б<sub>1</sub>  
 1 — лавовое озеро; 2 — древние лавы; 3 — молодые лавы; 4 — лавы кальдеры; 5 — туфы;  
 6 — шлаковые конусы; 7 — нормальный сброс. П — поднятое крыло, О — опущенное; 8 —  
 предполагаемый сброс; 9 — направление сбросов; 10 — направление клифтов; 11 — соль;  
 изогипсы даны в метрах

го вулканического пояса. Этот пояс расположен между Тихоокеанским побережьем и побережьем Карибского моря, образуя цепь активных плиоцен-четвертичных вулканов, протягивающихся через центральную Мексику. Для восточной части этого пояса — Тустла — характерны вулканы, аналогичные описанному в Калифор-

нийском заливе. Это низкие щитовые вулканы с кальдерами до 3,5 км в диаметре. По типу формации они относятся к щелочной базальтовой ассоциации (щелочные базальты — гавайты) и образованы на коре континентального типа. Однако вероятно, что эти вулканы расположены, так же как и Калифорнийский вулкан Тортуга, на пониженном ГУВИ в зоне деструкции континентальной окраины. Этим объясняется и переходный к океанической обстановке формационный тип этих вулканов, отражающих начальный период деструкции континентальной литосферы и ее океанизации, подобной процессу, наблюдаемому в океане западнее Африки.

Плиоценовые движения привели к орогеническим поднятиям тихоокеанского склона Центральной Америки и создали перешеек между двумя американскими континентами. В конце плиоцена или начале четвертичного времени по зонам разломов вдоль западного побережья перешейка произошли поднятие и эрозия, обнажившие юрские породы. При этом были образованы цепи вулканов, протягивающиеся от северной части Никарагуа на юг в Коста-Рику, заканчиваясь в хребте Турриальба кулисообразно по отношению к хребту Таламанка.

Вулканы Центральной Америки вытянуты вдоль Тихоокеанских линейментов, связывающих орогены Северной и Южной Америки, и значительное их число действует и в настоящее время. Эта область, лишь в позднем неогене вступившая в орогенное развитие, прилегает к впадине Антильского моря и отличается характерным вулканическим ландшафтом. Вулканизм мощно проявлялся в неоген-четвертичное время и воздвиг цепи молодых вулканов Центрально-Американского перешейка и островных дуг. Это подчеркивает раннеорогенный характер структур. С юго-запада параллельно берегу лежит на дне океана глубоководный желоб (до 6602 м). Береговое геантиклинальное поднятие (гомолог внешней островной дуги) обрывается на северо-востоке рифтовой зоной, с которой связан современный вулканизм, образуя (рис. 9) ряд вулканов, параллельных Центрально-Американскому желобу.

Вулканический пояс протягивается от Колумбии до Мексики на 2,5 тыс. км, сопровождая перестройку океанической земной коры в континентальную в ходе геосинклиально-орогенного процесса. Здесь пролегает раннеорогенный пояс интенсивной складчатости и вулканизма, для которого характерно положение на границе океанической платформы Тихого океана и внутреннего моря со стороны Атлантического океана.

В течение позднечетвертичного времени прекратились извержения в Панаме, а в тихоокеанской цепи вулканов в Коста-Рике вулканизм постепенно ослабевал на тектонических поднятиях Атлантического побережья. Была заполнена отложениями морская впадина Никарагуа и на ее месте остались лишь внутриконтинентальные озера Манагуа и Никарагуа. Поздненеогеновый и четвертичный вулканический пояс был наложен на геантиклинальное ядро Центральной Америки и образовал Скалистые горы. В поздненеогеновое время вдоль южного края Сьерра-Мадре располага-

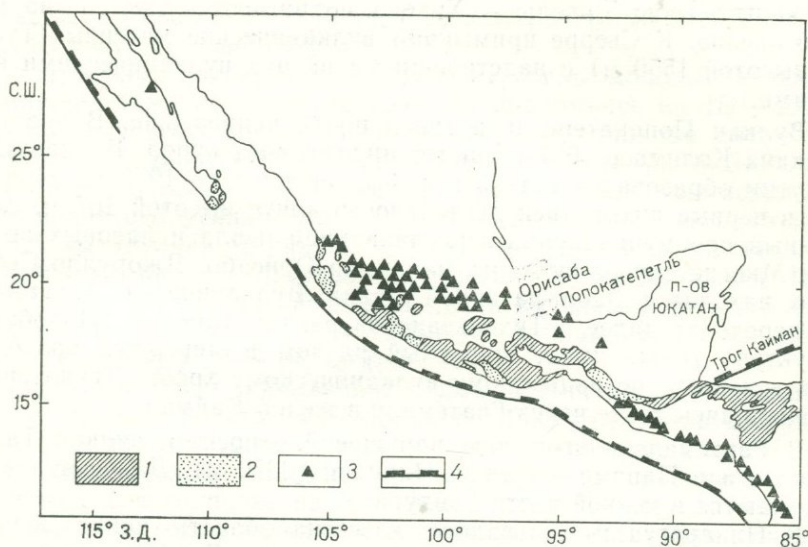


Рис. 9. Мексиканский вулканический пояс.

1 — метаморфические породы; 2 — магматические породы; 3 — вулканы; 4 — глубоководные желоба

лась цепь интенсивно действующих вулканов. Этот вулканический пояс прослеживается на небольшом расстоянии вдоль оси Сьерра-Мадре в восточной Мексике и Гватемале, а затем уходит на юго-восток. Пояс мезо-кайнозойской складчатости вдоль Тихоокеанского побережья продолжается на Антильскую дугу; на севере и западе Гватемалы прослеживаются широтные складки мезо-кайнозойского возраста. К структурам такого типа относится и Поперечная вулканическая Сьерра на юге Мексики, несущая ряд действующих вулканов.

Мексиканский вулканический пояс является сложной структурой с системой разломов западно-северо-западного, восток-юго-восточного (наиболее древние), меридионального (ряд четвертичных вулканов) простираний. Долина Мехико представляет собой меридиональную структуру грабен-синклинали, в которой установлены три периода вулканической деятельности: олигоцен-миоценовый, плиоценовый и четвертичный.

Вулканизм в поясе, параллельном Тихоокеанскому побережью, проявился на склонах горной цепи Западная Сьерра-Мадре. Эта зона прерывается около 20° с. ш. и не связана с северной областью вулканизма.

Вулканические хребты Мексики принадлежат к поперечной вулканической Сьерре на юге страны, сложенной лавами неоген-четвертичного возраста. Вдоль южного края Мексиканского нагорья пролегает цепь действующих вулканов широтного направления, протягивающаяся до Мексиканского залива. Вулканы поднимаются над фундаментом, достигающим вблизи водораздела высо-

ты 2000—4000 м (Попокатепетль — 5452 м, Орисабо — 5700 м). Вулканы острова Ривелья — Хихедо, поднимаются уже со дна Тихого океана. К Сьерре примыкают вулканические массивы (Тустла высотой 1550 м) с надстроенными на них вулканическими конусами.

Вулкан Попокатепетль активен почти непрерывно. В кратере вулкана Колима с 1957 г. растет андезитовый купол. Вулкан Парикутин образовался в 1943 г. и был активен до 1952 г., образовав в первые шесть дней деятельности конус высотой 167 м, сложенный преимущественно переслаиванием пепла и лавовых потоков. Многие другие вулканы, например Орисабо, Джорулло, Себоруро, находятся в сольфатарной стадии. Вулканические линейменты переходят далее в Тихоокеанской разлом Клариион. Подобную структуру также имеет широтный разлом Клиппертон, проходящий к востоку по подводному вулканическому хребту Теуантепек, продолжаясь далее через Гватемалу в желоб Кайман.

В Гватемале к этой зоне нарушений относится вулкан Тахумулько, а в Панаме — вулкан Чирикви (3370 м). Далее вулканы начинаются в южной части Гондураса.

В Никарагуа и Сальвадоре известна область кайнозойского вулканизма с развитием блоковой тектоники. Грабены имеют северо-западное и близширотное направление, переходя в зону геосинклинальных впадин Никарагуа и Панамы. Дислокации и сдвиги Центральной Америки здесь переходят в структуры островных дуг. В Гватемале начинается центрально-американский вулканический пояс, протягивающийся вдоль Тихоокеанского побережья. Пересекая вулканотектоническую впадину оз. Никарагуа, пояс вулканов выходит к Атлантическому океану.

Рифты Гватемалы продолжают эти вулканотектонические структуры, заполненные плейстоцен-голоценовыми вулканами, частично действующими. Над лавовыми плато возвышаются многочисленные действующие и потухшие вулканы, образующие пересекающиеся ряды на тектонической раздробленной окраине материка. В Гватемале из 10 активных вулканов большинство имеет только фумарольную деятельность и горячие источники. Недавно извергались вулканы Пеная, Фуэго и Санта-Мария. Между 1960 и 1970 гг. вулкан Пеная, состоящий из двух молодых конусов, извергался несколько раз, изливая базальты и выбрасывая пепел. Образовались многочисленные побочные конусы, после того как в 1962 г. в пределах конуса произошло кальдерное обрушение, в котором впоследствии продолжалась деятельность. Вулкан Фуэго изливает андезиты и оливинсодержащие базальты; в последние два десятилетия он изливает лавовые и грязевые потоки и большие массы пирокластического материала, сопровождающие рост куполов. Санта-Мария — это сложный вулкан, в кратере которого после извержения 1902 г. образовалось озеро, в котором растет купол. Ряд вулканов расположен в вулканотектонической депрессии оз. Атитлан, а также увенчивает кордильеру Кесальтенанго. Эта антиклинально-горстовая структура несет вулканы, поднимаю-

щиеся до абсолютной высоты 3—4 км. Крупнейшие действующие вулканы — Косегуина (1185 м), Санта-Мария (3770 м), Тахумулько (4064 м), Атитлан (3525 м).

К грабену Панамского залива приурочены молодые вулканы, лежащие также вдоль борта грабена, поднимаясь на 150—200 м над поверхностью океана со дна залива. Большинство этих андезитовых вулканов не действует (о. Эль-Рей, Отаку). В Западной Панаме на кордильере Табасара на блоках складчатых пород высоко поднятого фундамента (до 2500 м) вулканы возвышаются на 1—1,5 км (вулкан Чирикун, 3478 м), местами образуя кальдерные сооружения с андезитовыми и риолитовыми куполами. Вулканы известны как на дне рифта, так и на блоках древнего фундамента по бортам рифта, а также на фундаменте из кордильеры — Гуанакоста, Маррабиос (рис. 10).

Горные плато, окаймляющие рифты в Никарагуа, — поднятые горсты древних кристаллических пород. Росту вулканов центрального типа предшествовали трещинные излияния неогенового времени, образовавшие покровы кислых лав и их пирокластики. В плейстоцене и голоцене на этих лавовых плато выросли крупные андезито-дацитовые вулканы с подчиненными излияниями базальтов, образующими в восточной части рифтов щелочно-базальтовые вулканы (ныне потухшие).

Таким образом, смена химизма извержений сходна с типичной картиной — увеличением щелочности и основности лав в тылу раннеорогенной и островодужной структуры. Вулканы, поднимающиеся в окрестностях озер Никарагуа и Манагуа, лежащих во впадинах рифтов, — это крупные стратовулканы конусовидного типа. В рифте Никарагуа возвышаются вулканы Маррабиос (1800 м), Момотомбо (1670 м), Ометепе (1560 м).

В Никарагуа 12 активных вулканов и очень много вулканов в сольфатарной стадии и недавно угасших. Известны многочис-

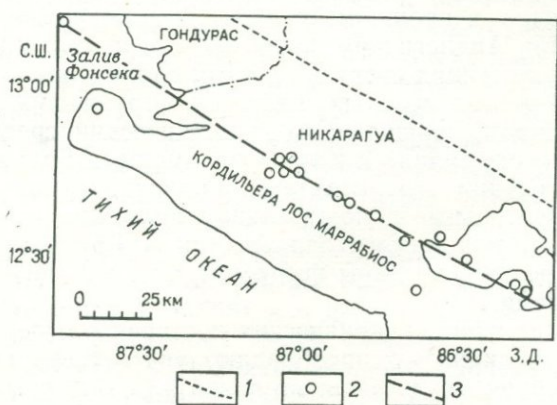


Рис. 10. Размещение активных вулканов Центральной Америки.  
1 — разломы; 2 — вулканы; 3 — линейменты вулканов

ленные поля с термальными источниками. Вулкан Телика произвел взрывы в 1969 и 1970 гг. с излиянием андезитовых лав, а в 1971 г. в его кратере образовалось лавовое озеро. Вулкан Масая извергался в 1970 г. после 25-летнего перерыва. До этого он извергался непрерывно с XVI столетия. Серро-Негро — вулкан, образовавшийся только в 1850 г., был активен в 1968 и 1971 гг. и выбросил пирокластический материал; вулкан Сан-Кристобаль (Эль Виехо) после около 300-летнего молчания в 1971 г. имел короткий период взрывов.

Южнее впадины Никарагуа начинается вулканическая цепь Коста-Рика с вулканом Ирасу (3410 м) и фумарольным конусом Чирики (3374 м) на юге. Активные вулканы в Коста-Рике имели извержения в нашем веке: Поас — 1962 г., Ирасу — 1967 г. и Аренал — первое историческое извержение в 1968 г.

Вулканы в рифте Никарагуа образуют надстройки на вулканическом щите высотой около 1 км. Относительная высота вулканов, расположенных на оси вулканического щита 300—500 м, позволяет рассматривать эти вулканы как надстройки на крупном вулcano-тектоническом сооружении щитового типа. В рифтовой зоне Никарагуа вулканы центрального типа являются аналогами вулканов восточного вулканического пояса. Рифтовые долины продолжаются в Сальвадоре, где вдоль борта рифта сохранились остатки плиоцен-плейстоценовых вулканов, увенчивавших свод рифта до его обрушения.

Современный вулканизм вблизи тихоокеанского побережья представлен в Сальвадоре, где более 10 вулканов считаются активными; большинство из них, однако, имеют только фумаролы. Вулкан Исалько усиливал свою деятельность в 1966 г., а Сан-Мигель — в 1964 и 1970 гг.

В средней части Сальвадорского рифта характерна наложенная вулcano-тектоническая депрессия оз. Илопанго с множеством вулканов андезито-дацитового типа. Вулкан Кэмадас — остров в озере Илопанго — в прошлом столетии был образован экструзивными куполами. Аналогичная депрессия Коатепек также вмещает ряд вулканов, имеющих среднюю высоту около 2 км.

Карибский регион, вероятно, является погружившимся континентальным массивом, включающим гипотетический срединный массив Мексиканского залива и Карибского моря, а Большие Антильские острова служат его реликтами. Гравитационные данные показывают значительные положительные аномалии в центральных районах как Мексиканского залива, так и Карибского региона. Аномалии, вероятно, вызваны подъемом тяжелой магмы в поздне-неогеновое время.

Генетические типы вулканических построек соответствуют раннеорогенному вулканизму; преобладают андезитовые стратовулканы, возвышающиеся над лавовыми плато и базальтовыми кальдерами угасшими щитовыми вулканами.

В Центральной Америке и Мексике известно 40 действующих крупных стратовулканов, главным образом эксплозивных, и око-

ло 60 стратовулканов недавно потухших. Вулканизм сосредоточен в узкой зоне вблизи тихоокеанских побережий. Плотность распределения действующих вулканов здесь в несколько раз превосходит таковую в примыкающих орогенах. Характерны вулканы с гомодромной дифференциацией лав.

Центральную Америку пересекает система субширотных разломов, рассматривающихся как левосторонние сдвиги, захватившие также островные дуги и приведшие к эшелонированному расположению островов. К системе «оперяющих» структур и разломов относится подводный Кокосовый хребет, перпендикулярный к структуре Центральной Америки. Переходной структурой является цепь Больших Антильских островов, лишенных современных вулканов, в то время как Малые Антильские острова образуют внутреннюю вулканическую дугу.

Морфология вулканического пояса Антильских островов подчинена общей структурной закономерности островных дуг океанических окраин. Складчатая цепь Больших Антильских островов протяженностью 3500 км образует серию глыбовых поднятий над глубоководными желобами глубиной 4304—5420 м, окаймляя Карибское море. Современная вулканическая деятельность связана с внутренней молодой дугой Малых Антильских островов, проявляясь в ее восточной части — Наветренных островах.

Малая Антильская дуга отличается хорошо выраженным вулканическим рельефом. Это подводные и надводные вулканотектонические своды (остров Гренада, Св. Винсент, Св. Люсия, Мартиника). Над сводами фундамента, сложенного вулканогенно-осадочными породами эоцен-неогенового возраста, возвышаются сложные вулканические сооружения относительно небольшой высоты. Во внутренней дуге Малых Антильских островов — на о. Гваделупа, Подветренных островах известен сольфатарный вулкан Суффриер (1484 м). Вулкан Мон-Пеле (1349 м) на о. Мартиника был разрушен катастрофическим извержением 1902—1903 гг. Вулканы сложены андезито-дацитовыми лавами и пирокластикой. Характерны эксплозивные кальдеры и экструзивные купола-обелиски.

Орогенное поднятие Анд Южной Америки прерывалось паузами, сопровождавшимися формированием серии денудационных поверхностей. При каждой фазе поднятия происходило эрозионное расчленение предшествующего выровненного ландшафта. Поднятие над уровнем моря в позднем мезозое заложило основу формирования рельефа Анд. Последующее поднятие в нижнем эоцене создало общий облик рельефа, а в среднем и верхнем миоцене были выработаны многие формы рельефа современных Анд. В миоцене восточные Кордильеры были разбиты разломами на блоки; в опущенных грабенах и в пределах Субандского прогиба отлагались континентальные толщи, мощность которых достигала нескольких километров. Поднятие позднего миоцена продолжалось в течение горообразующих фаз верхнего плиоцена и плейстоцена, сопровождаясь относительным опусканием плато Пуны, прилегающего к Западной Кордильере, образующей высокий тектонический

уступ. Высокогорное плато Пуна является южным продолжением боливийского Альтиплано, которое прослеживается от центрального Перу в юго-восточном направлении через западную Боливию; в Аргентине расположено лишь самое южное окончание этой структуры, поднятой над уровнем моря на 3 км.

Эрозия, начавшаяся в верхнем миоцене, сопровождалась образованием глубоких каньонов. Дальнейшее поднятие Анд в позднем плиоцене произошло в результате преимущественно вертикальных движений, сопровождавшихся образованием пологих складок. Анды были ограничены рамой из двух основных систем разломов — одной вдоль западного уступа, где развиты блоковые структуры пограничной зоны, и второй вдоль восточного склона. Вулканизм этого времени наложил отпечаток на формирование рельефа Анд, сместив их водораздел на восток в связи с миграцией эруптивных центров. Периодичность новейшей тектоники и вулканизма обусловили пульсационный процесс рельефообразования. При этом изменилась береговая линия и в поздне-неогеновое время отлагались трансгрессивные осадки, из которых возникли морские террасы.

Вулканические регионы Южной Америки — Анды состоят из трех горных цепей — Западной, Центральной и Восточной Кордильер, разделенных продольными долинами. Характерны различные тектонические и вулканотектонические условия проявления вулканизма, сохраняющего общие морфоструктурные черты.

Кульминация вулканизма проходила в миоцен-плиоцене на межгорных плато высоко поднятых Анд и выразилась в мощных игнимбритовых трещинных излияниях. Возникли игнимбритовые (дацито-риолитовые) плато. В четвертичное время на них наложился андезитовый вулканизм (реже базальтовый) с образованием вулканов центрального типа. На востоке Анд происходила смена излияний толеитовых лав щелочными. Позднеплейстоценовый вулканизм привел к образованию многочисленных вулканических конусов, причем отдельные конусы поднимаются на 1,5—2 км над средним уровнем Пуны. Альтиплано, или Высокое плато, на высоте 4 км представляет собой длинный узкий грабен или односторонний грабен, расположенный между Западной и Центральной Кордильерами. При этом в Патагонии и в Главной Кордильере, а также на высоком плато Пуна происходили мощные вулканические извержения, продолжавшиеся в течение плиоцена и в четвертичном периоде. В конце плиоцена контрастные движения увеличили хребты Главной Кордильеры и создали крупное поднятие Главной и Патагонской Кордильер. В плио-плейстоцене на фоне новейших тектонических движений был образован современный рельеф. Вулканическая деятельность проявилась в излиянии потоков дацитов и андезитов и в выбросах их туфов.

Котловины внутренних районов Анд лежат на высотах около 3 км и являются грабенами, заполненными вулканическими продуктами, перемежающимися с рыхлыми континентальными отло-

жениями. Новейшая тектоника и вулканотектоника захватывает плиоценовые и плейстоценовые толщи. Денудированные в миоплиоцене восточные Анды в более позднее время подверглись мощному поднятию и дифференцированным движениям, сопровождающимся вулканизмом. Десятки вулканов поднимаются из тектонических котловин Паста, Ибарра, Кито и венчают гребни гор. Большую роль в формировании рельефа в неоген-четвертичное время сыграли экструзивные купола и крупные пирокластические потоки, связанные с эксплозивной деятельностью андезитовых стратовулканов. Активные и потухшие стратовулканы высокого водораздела Анд покрыли своими потоками обширные площади на западе Андийского водораздела. Игнимбритовые потоки выровняли обширные пространства высокогорной пустыни Атакама.

Морфологически выделяются жерловые агломераты и лавовые потоки крупных вулканов, достигающие мощности 8—10 м. Эти вулканические отложения относятся к послезерозионному этапу и в свою очередь прорезаны каньонами значительной глубины при четвертичной эрозии. Игнимбриты, лежащие ныне на 50 м выше дна долины, относятся к средне-верхнемиоценовым извержениям.

В восточных Андах в конце плиоцена и в голоцене формирование ландшафтов ознаменовалось образованием крупных стратовулканов, которые расчленили своими конусами серию замкнутых безводных бассейнов. Последние излияния сконцентрировались вблизи современного водораздела. Рельефообразование относится к верхнему неогену и четвертичному периоду, а хорошая сохранность вулканических построек свидетельствует о том, что вулканические излияния происходили преимущественно в четвертичное время.

Вулканический рельеф Анд с севера на юг описывается по областям: Эквадору-Колумбийской, Перуано-Чилийской и Чилийско-Аргентино-Патагонской.

Наиболее крупная область вулканизма Эквадору-Колумбийская лежит между  $17^{\circ}30'$  и  $28^{\circ}$  ю. ш., где на площади около 40 тыс. км<sup>2</sup> поднимается около 500 вулканических конусов. Южнее между  $35^{\circ}$  и  $42^{\circ}$  ю. ш. не менее 60 вулканов занимают площадь 20 тыс. км<sup>2</sup>. Четвертичный вулканизм отсутствовал между этими площадями на территории Перуанских Анд. Южнее четвертичная вулканическая деятельность активно проявлялась в южных Андах и убывала по направлению к северу в Эквадоре и в Колумбии, где большинство вулканов находится в южной части страны. Примером развития ландшафта Анд является Кордильера Домейно — эрозионно-тектоническая морфоструктура с наложенным на нее вулканическим рельефом. Для многих вулканических конусов характерны усеченные вершины. Главная Кордильера — складчатоглыбовый хребет и блоки активизации Южно-Американской платформы — базальтовые плато увенчаны крупными потухшими вул-

канами, например Паюн-Матру (3645 м) диаметром 20 км, поднятый над плато на 2000 м.

В Перу и Эквадоре пояс гор сужен и сжат у Тихого океана. Западные Кордильеры сложены породами мелового возраста, Центральные Кордильеры образованы складчато-глыбовыми блоками палеозой-мезозойского возраста и увенчаны цепями молодых вулканов. В рифтовых долинах между Кордильерами также поднимаются молодые вулканы. Восточнее Центральной Кордильеры, в Колумбии, блоки Кордильеры образуют веерообразное расширение к северу. В Центральной Кордильере и ее грабенах в зоне этого расширения расположены молодые вулканы. Большая часть четвертичных вулканов относится к восточной Кордильере Реаль. Вулканы Сангай и Ревентадор расположены в нескольких десятках километров восточнее рифтовой долины, вблизи надвиговой структуры, ограничивающей с востока метаморфические толщи Кордильеры Реаль. Кордильера Реаль образована домеловыми складчатými и кристаллическими породами на палеозойском фундаменте и увенчана активными и потухшими вулканами Эквадора.

Вулканические отложения в Андах Эквадора приурочены к грабену между Западной Кордильерой и Кордильерой Реаль и сопряжены с его прогибанием с миоцена до настоящего времени. Вулканы расположены вблизи разломов, ограничивающих эту рифтовую долину, образуя параллельные ряды, но ныне большинство их угасло. Андезитовые вулканы действовали главным образом в четвертичное время.

Вулкан Эль-Сумако к востоку от вулканического пояса возвышается на поднятии Нако-Галерас. Тефритовые лавы вулкана заставляют относить его к платформенной области. В пределах пояса в незначительном количестве встречаются базальтовые лавы. Северный вулканический пояс Южной Америки тянется на расстоянии 1200 км (от 4° ю. ш. до 6° с. ш.). Вулканы лежат в продольных внутригорных прогибах и грабенах и на их горстовых бортах. Здесь, между двумя Кордильерами, расположен прогиб Кито, представляющий собой грабен, выполненный вулканогенно-осадочными отложениями миоцен-четвертичного возраста и отличающийся громадными вулканами, с началом вулканизма в миоцене, а максимумом в плиоцене. В плейстоцене — голоцене здесь выросли центральные андезитовые вулканы, активные в настоящее время; среди 30 действующих вулканов высочайшие и наиболее активные на земном шаре стратовулканы Сангай (5320 м), Чимборасо (6272 м), Котопахи (5897 м), Антисана (5704 м). Сангай, один из самых активных вулканов этой области, отличается стромболианской деятельностью, непрерывной с 1934 г.; он извергает базальты в виде лав, пеплов и шлаков. Потухший вулкан Чимборасо расположен на борту грабена Кито, на водоразделе Западной Кордильеры, отличается характерной эрозионной морфологией. Вулкан Тунгураца (5033 м) — сольфатарный, на борту грабена. Вулкан Котопахи поднимается на западном борту плато Кито, он часто извергается (последний раз в 1942 г.) и наиболее высок

из современных действующих вулканов; относительная высота его конуса достигает около 3 км. Вулкан Сумако (3871 м) на восточном борту грабена Кито, в верховьях реки Амазонки, отделен от восточных Анд грабеном Кито; Антисана, Пичинича, Реventaдор и другие вулканы расположены на западном борту грабена Кито в Центральных Кордильерах Колумбии. Наиболее обычны высоты вулканов 4000—4800 м, при средней высоте фундамента 2000 м. Таким образом, действующие орогенные вулканы по абсолютной высоте конусов значительно ниже, чем действующие вулканы ранних орогенов (Ключевской) и вулканы платформенных областей (Килиманджаро), лежащие на более низких ГУВИ.

В Перуано-Чилийскую вулканическую область входят Центральные Анды, достигающие ширины 750 км. У Тихого океана расположены Западные Кордильеры, сложенные породами мелового возраста. Восточнее лежит Пуна — Альтиплано, приподнятый грабен, образующий плоскогорье на высоте 4000 м с озером Титикака и разрозненными цепями вулканов, еще восточнее — поднятые блоки Кордильер, сложенные палеозойскими породами, вовлеченными в горообразование в плейстоцене, с редкими молодыми вулканами. В течение большей части палеогена Альтиплано было опущено относительно соседних Кордильер, на него сносился обломочный материал с хребтов, расположенных к западу и востоку. Эпоха тектонических движений и вулканической деятельности началась в раннем миоцене и продолжается в настоящее время. Областью современного вулканизма стала Центральная Кордильера и крайний юг Западной Кордильеры. Вулканы на размытом миоцен-плиоценовом риолитовом плато на водоразделе Западной Кордильеры образуют цепи андезитовых конусов с абсолютной высотой 5000—6000 м, поднимающихся над фундаментом на высоту 1000—2500 м. Западная Кордильера расположена в Чили и Перу и захватывает западную окраину Боливии. Она в основном покрыта молодыми вулканическими продуктами. Вулканизм Западной Кордильеры разделяется на два крупных этапа — миоценовый с излиянием мощной липаритовой формации, лавы которой перекрыли сводовое поднятие, разбитое крупными разломами, и плиоцен-плейстоценовый, когда были образованы во внутренней цепи многочисленные, беспорядочно разбросанные вулканы, возвышающиеся над солончаковыми равнинами Пуны. В плио-плейстоцене произошли современные тектонические поднятия, сопровождавшиеся ростом вулканов, ныне действующих и изливающих потоки дацитов, андезитов и их туфов.

Вулканические излияния на плато Альтиплано были связаны с поднятием палеозойского блока Западной Кордильеры в плиоцене.

Плато Пуна—Альтиплано увенчано большими потухшими андезито-базальтовыми вулканами с повышенной щелочностью. Средняя высота вулканов над нагорьем 2500 м.

В Боливии нет активных вулканов, но многие из них находятся в фумарольной стадии. На востоке пустыни Атакамы пла-

то, поднятое над уровнем аллювиальных отложений, увенчано стратовулканами, создающими водораздельный гребень.

Вулканы принадлежат к конусовидным стратовулканам известково-щелочного типа. Хотя абсолютная высота отдельных вулканов превышает 6 км, по относительным размерам они являются типичными орогенными вулканическими сооружениями, поднимающимися над высоким цоколем гор, образующих ряд субпараллельных меридиональных хребтов, разделенных разломами. Эти хребты возвышаются над средней высотой плато Пуна приблизительно на 1 км.

Продукты извержений накапливались в депрессиях, образуя в предгорных и межгорных впадинах толщи вулканогенно-осадочных отложений неоген-четвертичного возраста. Среди таких толщ известна туфовая в бассейне Патия, достигающая мощности 2 км. Она сложена главным образом туфами и брекчиями. Континентальные толщи часто вмещают пачки риолитовых туфов и лавовых потоков.

Южнее  $14^{\circ}$  ю. ш. Центральную Кордильеру продолжает внутреннее высокогорное плато Пуна (3800—4000 м). В западной части оно является вулканическим плато, а в восточной — образует депрессию, занятые солончаками и озерами. Межгорное плато южнее  $28^{\circ}$  ю. ш. кончается выклиниваясь.

Поднятие тектонического блока Пуна (до 4 км), происходившее в течение верхнего миоцена — плиоцена, сопровождалось мощным игнимбритовым вулканизмом, продукты которого известны на обширных территориях северного Чили, южного Перу, Боливии и северной Аргентины. В северной части пустыни Атакамы выделяется ряд игнимбритовых потоков мощностью до 125 м и объемом до  $100 \text{ км}^3$ . Потоки имеют зональное строение. Различается основание, сложенное несpekшимися породами, вышележащая зона черных стекловатых игнимбритов, а наверху зона кристаллических, интенсивно спекшихся туфов, перекрытых фельзитовыми слабо спекшимися туфами. Химические различия зон незначительны. Между потоками игнимбритов залегают отложения туфов, являющихся продуктами взрыва экструзивных куполов, сконцентрированных на востоке района.

От юго-западного края плато Пуна до реки Диманте протягивается хребет Фронтальной Кордильеры, расположенный западнее Предкордильеры и отделенный от последней межгорной впадиной. На протяжении 900 км Фронтальная Кордильера представляет собой непрерывный горный пояс, возвышающийся над уровнем моря на 6—7 км. Ее южное продолжение перекрыто третичными и четвертичными эффузивами и туфами. Западная Кордильера, являющаяся водораздельным хребтом, южнее широты г. Лима увенчана многочисленными вулканами: Карапуна (5613 м), Сахама (6520 м) и другими; среди них действующими являются Мисти (5842 м), Сан-Педро (5970 м) и др.

Большая часть вулканов (25) находится в Чили. Наиболее известные вулканы — Осорно, Кальбуко, Льяйма, Вилларика — из-

ливают андезиты с оливином. Вулкан Ласкар почти непрерывно извергается с 1959 г. Вулкан Эль-Льяко отличается терминальной деятельностью и извержениями из побочных конусов во внутренней части кальдеры, характеризующимися излияниями магнетитовых лав. Последние по общему облику похожи на базальтовые потоки, но сложены магнетитом и гематитом с небольшой примесью аксессуарных минералов — апатита, актинолита и др. Образование магнетитовых потоков объясняется ассимиляцией магнетита из табиритов, слагающих фундамент вулкана.

Севернее, у границы с Боливией, расположен андезитовый вулкан Сан-Педро. Извержение этого вулкана произошло в 1960 г.; сохранились многочисленные активные фумаролы. Расположенный рядом вулкан Сан-Пабло в исторические времена бездействовал и сильно разрушен.

Центральная и Восточная Кордильеры сильно эродированы и вулканов на них нет. Восточная Кордильера образует восточный склон основной Кордильеры Чили и Перу, ядро которой сложено Андским мезозойским гранодиоритовым батолитом.

Вулканическое плато южного Перу скрывает подстилающие его структуры и породы между Андским батолитом и прогибом Титикака. На поверхности обнажены горизонтальные или полого изогнутые неогеновые и четвертичные вулканические породы. В Чили Главная Кордильера (Андийская) наиболее высока (Аконкагуа 6960 м), на севере она образует высокое плато и венчается вулканами Льюльяйльяко (6723 м), Паринакото (6330 м), Пулар (6225 м) и др. Для Перуанско-Чилийской вулканической цепи характерны мощные объемы вулканических продуктов — 200 тыс. км<sup>3</sup> на площади 250 000 км<sup>2</sup>.

Чилийско-Аргентино-Патагонская вулканическая область со стороны Тихого океана ограничена Береговой Кордильерой, сложенной юрскими породами. К особенностям Чилийско-Аргентинских Анд относится затушеванность тектогенеза (складчатости) орогенезом (горообразованием); в верхнем мелу — палеогене вслед за последним проявлением складкообразования произошло общее поднятие цепи, в которое постепенно был вовлечен передовой прогиб. Крупные опускания тихоокеанского склона определили современную конфигурацию береговой линии. В центральной части цепи гор образовался рифт (грабен-синклиналь), заполнившийся вулканогенно-обломочными формациями, незначительно нарушенными в палеогене. Орогеническая фаза продолжалась в позднем миоцене — раннем плиоцене, а второй пароксизм пришелся на самый конец плиоцена или даже начало четвертичного времени. Основное поднятие Анд произошло в конце миоцена или, самое позднее, начале плиоцена. Для неотектонических движений характерны нормальные сбросы, современные же движения проявляются в реактивизации древних разломов и деформациях с большим радиусом кривизны.

Собственно четвертичная неотектоника в Андах выразилась в короблениях, опусканиях и формировании грабенов. Масштабы вос-

ходящих движений четвертичного времени были незначительными. Древность орогенической истории Анд объясняет оригинальность их рельефа, эволюция которого не укладывается в традиционную схему (древний выровненный рельеф, расчлененный в ходе новейшего поднятия). Следов домиоценовых поверхностей в Андах практически не сохранилось, последующее же поднятие развивалось в ритме, исключавшем возможность выравнивания и, напротив, способствовавшем расчленению рельефа. Современный расчлененный рельеф Анд, таким образом, имеет древний возраст (унаследован от понта — плиоцена). Прослеживающиеся на тихоокеанской окраине поверхности выравнивания являются более молодыми, образовавшимися за счет древнего расчленения рельефа в течение тектонической паузы позднего плиоцена. Плиоцен-антропогеновое воздымание Андийского орогенного пояса носило свой характер и сопровождалось мощными вулканическими излияниями, сопряженными с рифтогенезом. При этом начавшееся уже в палеоген-миоцене ступенчатое поднятие Анд завершилось в антропогене резким поднятием, сформировавшим мощную земную кору (до 75 км).

Чилийский ороген состоит из двух параллельных меридиональных горных цепей, разделенных долиной. Западная цепь — Кордильера Коста имеет высоту 1200 м над уровнем моря и выполаживается в северном Чили. В центральном Чили выделяется поверхность эрозионного выравнивания. Новейший вулканизм на севере Чили представлен трещинными излияниями мио-плиоцена и центральными извержениями четвертичного времени. Вулканы сосредоточены на юге среднеплейстоценового рифта, образовавшего продольную долину Чили. Распространение четвертичных вулканов связано с межгорной долиной-грабеном, но в местах пересечения грабена поперечными речными долинами вулканы отсутствуют. Лавы относятся к биотитовым и авгитовым андезитам и пироксеновым и оливиновым толеитовым базальтам. Пепловые туфы и пемзы того же состава, образуют обширные потоки и толщи пепловых туфов. Следует отметить, что эта межгорная долина, по-видимому, является рифтом раннего орогенеза, также характерным для вулканических островов типа Гавайских и Исландии, с излиянием лав «аа» или глыбовых. Рифтовая межгорная долина к югу погружается в океан, где продолжается в пределах Южно-Антильской островной дуги. Говоря о рифтовой долине, разделяющей на юге Чилийский ороген, следует напомнить, что рифтовой долиной, характеризующейся излиянием толеитовых базальтов, является также Калифорнийский залив, вулканизм которого близок по своим чертам с вышеописанным. Эти излияния относятся к низкому ГУВИ, промежуточному между уровнем дна океана и нижним ГУВИ континентальных платформ.

В Южно-Американских Андах известно около 50 активных и более 60 потухших вулканов, расположенных в узкой, тектонически очерченной зоне. Это высокие стратовулканы, поднимающиеся над высоким фундаментом гор и плато, представляющим собой

вулcano-тектонические грабены типа рифтов. Отложения туфов, игнимбритов и пемзы переслаиваются с лавами, излитыми из вулканов центрального типа. Вершины современных вулканов покрыты ледниками, воды которых при извержениях в смеси с пеплом образуют грязевые потоки.

На Патагонские Анды насажены вулканы, образующие цепи, смещающиеся к востоку — в Главную Кордильеру. На юге это вулкан *Монт-Берни* (1758 м). В самой южной части Анд расположен вулкан *Гудзон*. Его кальдера, занятая ледниками, имеет более 9 км в диаметре. В 1971 г. он начал извергать оливинные базальты, но пепел содержит 62%  $\text{SiO}_2$ , т. е. имеет дацитовый характер.

Патагонские Анды на севере увенчаны вулканами *Уэки* (1050 м), *Яте* (2110 м), *Мауинда* (2470 м). Береговая Кордильера продолжается островной цепью, уходящей на восток, в виде структуры островных дуг; вулканы с высотами 3380 м, 2960 м, 1860 м, 2379 м, 2840 м (*Вильерика*), 2828 м (*Лонкима*), 3774 м (*Ланин*), 2050 м (*Карковадо*) 2300 м подняты на горстовых блоках, их относительные высоты над фундаментом около 1000—2000 м. Далее к северу вулканы возвышаются на дне грабена продольной долины Чили; их лавовые потоки подпруживают многочисленные озера.

В Главной Кордильере поднятия фундаментов возрастают и вулканы становятся выше по абсолютной высоте и ниже по относительной. Вулкан *Каллагуэн* (3164 м) на водоразделе Главной Кордильеры, вулкан *Копауэ* (3010 м) представляет собой щит диаметром 20 км. Далее все вулканы возвышаются на Главной Кордильере и поднимаются над лавовыми щитами. Это невысокие по относительной высоте конусы. Вулкан *Майпу* (5880 м) поднимается над поверхностью плато на 1500 м, при высоте плато более 4000 м. Вулкан *Гупунгар* (4800 м) на водоразделе Главной Кордильеры — также один из высочайших вулканов Анд при незначительной относительной высоте.

Вулканы центрального типа по мере затухания разрушались и их относительный возраст определяется по формам рельефа. Соотношение продуктов вулканизма с ледниковым рельефом дает возможность установить возраст вулканов как межледниковый и послеледниковый. До 30 активных в историческое время стратовулканов имеют послеледниковый возраст. Вулканы расположены главным образом на цоколях из древних пород с относительным превышением от 1 до 3 км. Абсолютная высота вулканов достигает 6800 м в северной части Анд, понижаясь до 3400 м к югу.

## Средиземноморский пояс

Вулканические ландшафты Средиземноморья могут быть изучены на основе детального анализа тектонической истории и связи вулканизма с различными деформациями земной коры.

Тектоно-вулканическая активизация в Средиземноморском альпийском поясе предопределилась структурными условиями и выражена различными формами вулканического рельефа, являющимися также индикаторами тектонических структур.

Геоморфологические условия вулканизма Средиземноморского пояса связаны с формированием рельефа альпийских горных цепей, охватывающих древние фундаменты срединных массивов. Региональные обстановки в разных частях альпийского пояса различались в зависимости от стадии геосинклинально-орогенного процесса. Вулканизм в акваториях внутренних морей был связан с рифтогенезом, широко развитым в Средиземном море на структурах эпигерцинского фундамента. Восточная часть Средиземноморья была охвачена островодужным вулканизмом.

Раннеорогенный вулканизм Восточной Европы и Малой Азии развивался на срединных массивах и сопряженных с ними разломах. Позднеорогенные вулканические постройки были подняты на высоких альпийских антиклинариях горных хребтов Кавказа и Эльбурса. Вулканизм на срединных массивах развивался в зависимости от степени их консолидации. Там, где они дробились на мелкие глыбы, например, на Армянском массиве, представляющем собой мозаику блоков, часть которых высоко поднята, вулканизм проявлялся в различных типах рельефа — от лавовых плоскогорий на более крупных блоках до стратовулканов — на антиклинальных и мелкоглыбовых структурах. Вулканизм охватил период с верхнего олигоцена по верхнечетвертичное время, покрыв огромную территорию продуктами мощных излияний. Значительная часть вулканических излияний происходила на дне морских бассейнов, и их изучение требует познания связи вулканизма с образованием океанических депрессий.

Современные океанические впадины в значительной степени образованы в результате неравномерного прогибания или блокового обрушения земной коры. С тектонической точки зрения каждый океан и окраинные и внутренние моря можно отнести по структуре к грандиозным рифтам или системам рифтов, различного, часто перекрещивающегося простирания. В происхождении глубоководных впадин важную роль играют и горизонтальные движения, вызывающие расхождение или сближение блоков литосферы.

Субширотные ряды рифтовых морей заливов и пелагогенных областей [18] (Средиземное, Черное, Красное, южная часть Каспийского моря, Аденский залив) относятся к внутри- и межматериковым впадинам, созданным преимущественно процессами вертикальных неогеновых движений земной коры, сопровождаемыми активным вулканизмом. Субстратом этих впадин служат претерпевшие обрушение, частичную деструкцию и океанизацию коры древние и молодые платформы и альпийские складчатые образования.

В мезо-кайнозой происходило образование рифтогенных структур Средиземного моря и Восточно-Африканского щита, связанных с развитием субширотных и субмеридиональных разломов.

Как известно, внутриматериковые рифты представляют собой телескопированные рифты с морфологией ступенчатых грабен, в зонах которых земная кора хотя раздроблена и утонена, но в целом не потеряла своей сплошности. Она сейсмична, имеет высокий тепловой поток, нередко пронизана магматическими каналами и осложнена крупными выступами верхней мантии (мантийные диапиры).

Вулканизм с верхнего мела до настоящего времени происходил в условиях геосинклинальной орогенной и посторогенной фазы развития земной коры Альпийского пояса. Глубоководные впадины лежат между краями платформ и островами Сицилия, Сардиния, Эльба, сложенными обломками платформы. Бассейны внутренних морей Альборанского, Тирренского, Эгейского и других образованы глыбовыми опусканиями между этапами покровной тектоники, и эти опускания сопряжены с поднятием Альп. Глыбовые обрушения и рифтогенез являются главным процессом формирования впадин Средиземного моря, разделенных блоковыми поднятиями. Значительная часть площади Средиземного моря образована на месте континентальных платформ в процессе рифтогенеза, аналогичного Северо-Африканскому. Характерно субмеридиональное расположение ряда рифтовых зон. Однако рифтовые структуры Средиземного моря развиваются здесь наряду со структурами геосинклинальных островных дуг, на гетерогенном фундаменте, сложенном континентальным типом коры байкальского и герцинского возраста консолидации. Тунис, Галит, Сицилия принадлежат к одному тектоническому сооружению, приуроченному к кристаллическому фундаменту Африки. Сицилийско-Тунисская глыба четко ограничивается двумя морскими впадинами — Тирренской на севере и Ионической на востоке.

Земная кора между Тунисом и Сицилией представляет собой единую орогенную зону, связанную с Африканским континентом. Хорошо выраженная серия бассейнов и депрессий располагается между шельфом и подводной возвышенностью, служащей основанием вулканических островов, на участке между северной оконечностью Сицилии и побережьем к югу от Рима. Вдоль побережья со стороны открытого моря постоянно обнаруживаются выходы основных вулканических пород и значительные положительные гравитационные аномалии.

Становление Средиземного моря — сложный и длительный процесс с периодами трансгрессий и регрессий на фоне разнообразных тектоно-магматических преобразований. Предполагается, что время деструкции континентальной коры на месте Средиземного моря — вторая половина плиоцен-четвертичного времени. Однако этот процесс охватывал, по И. С. Чумакову, олигоцен—миоцен и завершился в плиоцене и в четвертичное время. Период распада континентальных «мостов» Средиземного моря начался в конце миоцена (мессиний), когда Средиземное море образовало свою котловину глубиной до 3 км, в преддверии плиоценовой трансгрессии, и являлось озерной и пустынной областью отложения эвапо-

ритов в течение 500 тыс. лет. Образование эвапоритов при многократном осушении и падении уровня моря на 2—3 км сопровождалось нарушением изостатического режима; в мессинии происходило образование и обновление каналов вулканической активности в ряде районов.

Плиоценовая трансгрессия определила современный облик Средиземного моря. Последующие горообразования и мореобразования сопровождалось постепенным обрушением на дно и поднятием континентальных блоков и временным или «окончательным» погружением дна моря вплоть до четвертичного времени.

В результате новейших движений в конце миоцена, в нижнем плиоцене в средиземноморском районе произошла крупная инверсия рельефа — Африканское побережье поднялось, а обширные площади суши (Альборанско-Болеарские, Тирренские, Эгейские и другие «земли») опустились на дно моря. До конца понта в западной части Средиземноморья еще сохранялась суша в ряде районов, но в плиоцене произошла общая трансгрессия.

Общей структурной рамой Средиземного моря явились блоки Африканской и Европейской платформ, ограничивающие эпиплатформенную геосинклинальную и орогенную систему Тетиса.

Современный вулканизм связан с тектонической активностью, сопровождавшей образование молодого Средиземноморского бассейна в плиоцен-четвертичное время (плиоценовая революция).

К предпосылкам вулканизма относятся: 1) структура земной коры (характер геодинамических напряжений, тепловой поток и другие геофизические показатели); 2) тектоническая обстановка (рифты, разломы, островные дуги, новейшая тектоника, вертикальные и горизонтальные движения земной коры); 3) палеорельеф вулканической области — особенности поверхностей вулканических излияний (выровненная и эрозионно-расчлененная); 4) ГУВИ.

Морфология средиземноморских вулканических ландшафтов обуславливается региональной обстановкой и структурой вулканических образований. Морфология вулканических построек, связанная с вулкано-тектоническими структурами, определяется: а) новейшей тектоникой, б) типом вулканизма — ареальным, трещинным, центральным, в) основными петрохимическими чертами вулканических формаций, г) генетическими рядами вулканов и их морфологией, д) конформностью и дисконформностью вулканических сооружений, е) возрастом вулканического рельефа и цикличностью вулканических процессов, ж) экзогенными процессами, определяющими разрушение вулканов и создание вулканических ландшафтов.

Новейшая тектоника проявляется в вулканических районах посредством вулкано-тектоники. Иными словами, вулкано-тектонические структуры являются элементами новейшей тектоники, сопряженными с интенсивным тепломассопереносом к поверхности Земли. Поэтому вулкано-тектонические структуры в большинстве случаев конформны вулканическим структурам, а новейшая тектоника к ним безразлична.

Независимо от строения фундамента, вулканическая деятельность коррелируется с одновозрастными новейшими тектоническими и вулканотектоническими движениями и может служить индикатором кинематики земной коры.

По геотектоническому положению выделяются следующие группы вулканов Средиземноморья: 1) вулканы вдоль центральных антиклиналей и склонов орогенных сводовых поднятий (Апеннины, Кавказ); 2) подводные вулканы глубоководных впадин (Тирренское, Эгейское моря); 3) вулканы надводных и подводных рифтов различных возрастов и стадий образования (Сардинский, Сицилийский, Пантеллерийский рифты); 4) вулканы островных дуг — Эгейской, Тирренской; 5) вулканы на разновозрастных горстовых глыбах фундамента; 6) вулканы переходных структур, связанные с наложенными поясами, пересекающими различные тектонические зоны.

В зависимости от структуры и кинематики субстрата вулканы принадлежат к разным петрохимическим типам.

Островные дуги Средиземноморья (Эоловые, Эгейские) могут служить примером островодужной гряды с сейсмической поверхностью Беньофа глубиной до 200—400 км, опускающейся под вулканический пояс под углом 45°.

Вулканизм, сопровождавший образование Средиземного моря в период контрастных движений на протяжении палеогена и неогена и во время заключительных погружений дна в плиоцен-четвертичное время, проявлялся как в континентальном обрамлении, так и на дне моря. Время образования вулканов, ныне «законсервированных» осадками в подводном рельефе, приходится на верхи неогена. В дальнейшем вулканическая деятельность частично наследует возникшие вулканотектонические структуры и продолжается в плейстоцене — четвертичном времени.

Фундаментом современных вулканов — Везувия, Этны и ряда других являются неогеновые вулканы; вулканические разломы вновь активизировались в верхнем миоцене, когда в мессинии образовались предшественники вулканов плейстоцен-голоценового возраста. Вулканические базальтовые постройки мессиния перекрыты морскими осадками плиоцена. Вулканизм был связан с вулканотектоническими структурами мио-плиоценового возраста, имевшими, по предположению И. С. Чумакова, сквозное развитие, завершившееся современным вулканизмом. В некоторых районах вулканизм прерывался развитием шарьяжей. В новейших условиях вулканическая деятельность связана с геосинклинально-орогенными сводами, глубоководными впадинами, островными дугами и рифтами с обрамляющими их горстовыми поднятиями срединных массивов. Рифтогенез проявлялся на всех стадиях горообразования. Вулканы развивались конформно с конца миоцена, в плиоцен-четвертичное время. Преемственность и перерывы вулканизма определялись продолжительностью унаследованных новейших тектонических движений и вулканотектоники.

Как известно, складкообразование сопровождается сжатие и сокращение поверхности Земли, что не соответствует кинематике вулканических процессов. Вулканическая деятельность начинается после окончания складчатости при тангенциальных движениях и растяжении. Эти закономерности хорошо проявляются в Средиземноморском поясе, где вулканическая деятельность начинается в районах прекращения складкообразования и начала тангенциальных движений, с расширением в тылу складчатых зон. Неогеновые вулканы размещаются в связи с зонами олигоцен-миоценовой разрывной тектоники.

Складчатые цепи, зажатые между массивами, на западе представлены Апеннино-Калабрийским поясом, характеризующимся средиземноморским типом вулканизма. На востоке срединные массивы окаймлены с юга Тавром — складчатым поясом, разделяющим на Турецкий, Армянский и Загрос в Курдистане. На севере вдоль срединных массивов лежат Понтиды, переходящие в пределах Советской Армении в Аджаро-Триалетскую складчатую систему, на западе в Киршехирский массив. Вулканы расположены как на блоках, окаймляющих глубоководные впадины, так и на срединных массивах и между ними в грабенах и на складчатых цепях у окраин срединных массивов, свободных в центральных частях от лав. В тех районах, где складчатые цепи подверглись сжатию и надвинуты на края платформы и срединные массивы, образуя систему крупных и пологих надвигов, вулканы не образуются. Наряду с системой сводов и других локальных структур, нарушенных миоцен-плиоценовыми рифтами и отмеченных молодым вулканизмом, для Средиземного моря характерны глыбовые, авлакогенные, геосинклинальные и складчато-покровные комплексы.

Формирование вулканического пояса тихоокеанского типа сопровождается сейсмическим поясом, напоминающим зону Беньофа и протягивающимся вдоль Средиземного моря на восток.

Неоген-четвертичный эпигеосинклинальный вулканизм в западной части района охватил Альпийский складчатый пояс на стадии островных дуг, переходящих к северу и востоку в ранний и поздний орогены. Вулканизм имеет орогенный характер на Большом Кавказе и раннеорогенный на Малом Кавказе и в других районах Малой Азии. Вулканические пояса определяются протяжением складчатых дуг сложного строения: островные гряды, рифты и горные цепи, сжатые между срединных массивов раздробленного древнего фундамента, с глубокими прогибами морей.

Вулканическая деятельность, наложившая непосредственный отпечаток на морфологию эпигеосинклинального Альпийского пояса Средиземноморья (Тетиса), в соответствии с несколькими этапами вулканических излияний, участвовала в образовании последовательных генераций вулканогенного рельефа. При этом возраст фундамента, на котором происходили излияния, в ряде случаев становился все более молодым и формировался при участии молодых тектонических и вулканотектонических движений. Однако так было не всегда — наблюдаются продукты четвертичных вул-

канических излияний, лежащие на древнем фундаменте, активизированном молодыми движениями.

Региональные закономерности формирования рельефа Средиземноморско-Азиатского вулканического пояса в восточном Средиземноморье проявляются в обрамлении вулканических поясов с севера и юга хребтами, понижающимися амфитеатром к прогнуптой верхнеэоценовой поверхности, перекрытой вулканическими толщами. Поверхность древнего подластового рельефа пенеупленирована и испытала тектоническое погружение, связанное с прогибанием сиалического фундамента. Рельеф пенеупленированного фундамента представлял собой холмистую поверхность, расчлененную неглубокими речными долинами. Эта поверхность была деформирована последующими вулкано-тектоническими движениями, создавшими систему сводовых и куполовидных хребтов с глубокими долинами и межгорными впадинами, впоследствии явившимися фундаментом для образования вулканического рельефа разных генераций.

В западной части Средиземноморья распространены продукты эоценового вулканизма, перекрытые базальтами, излитыми в мессинии на дне Балеарского моря. В плиоцен-четвертичное время базальты формировали щитовые вулканы, сопровождающиеся вулкано-тектоническими обрушениями. К северу от Балеарских островов в Валенсийском заливе четвертичные вулканы о-вов Колумбретос поднимаются над фундаментом вулканогенно-осадочных пород. Погружение здесь происходило постепенно на различные тектонические уровни (местами до 6 км!) ступенчато, путем глыбовой тектоники и рифтообразования, прерываемого вулканизмом и новыми поднятиями суши. Наибольшие опускания относятся к мессинию — плиоцену, и далее в виллефранке и голоцене они продолжаются с различной интенсивностью, образуя континентальные флексуры и уступы к морским впадинам.

Дно западной части Средиземного моря структурно определяется как зона раздробленного на блоки герцинского массива, испытывавшая интенсивные дифференцированные движения с образованием горстовых и грабенных структур с вулканическими излияниями, относящимися к рифтогенезу, с развитием телескопированных вулкано-тектонических рифтов. К опущенным блокам относятся Тирренский, Алжиро-Прованский, Сицилийский проливы; поднятые блоки — Корсика, Сардиния, Сицилия, Апеннинский полуостров.

Подводные вулканы-гайоты Альборанского моря образовались в мессинии — плиоцене и извергались на суше в окружении мелководного эпиконтинентального моря. Вулканы выступают из 800-метровой толщи вулканогенно-осадочных пород на дне моря. После прекращения деятельности вулканы были эродированы и их выровненные вершины покрыты окатанными обломками вулканических пород.

Остров Альборан — вулкано-тектоническое поднятие, обрамленное по фланговым сбросам вулканами верхнемиоцен-плиоце-

нового возраста. Свод образован на месте срединного массива Бетско-Рифской альпийской складчатой зоны. Вулканы связаны с пологими поднятиями на поверхности свода. Значительно более поднятой и контрастной структурой, несущей вдоль антиклинального свода вулканы, является Альборанский хребет, протяженностью более 250 км с узким сводом шириной не более 15 км. Эта краевая антиклинальная зона, сопровождающаяся региональными продольными разломами, контрастными аномалиями Буге и магнитными аномалиями, сходна со структурами островных дуг. Альборанский хребет несет значительное количество вулканов, ныне погруженных на глубину и формировавшихся в процессе вулканотектонического поднятия плиоцен-четвертичного возраста.

Развитие вулканизма на фоне антиклинальных и сводовых поднятий сопряжено с неотектоническими движениями в связи с процессами образования Средиземного моря. Сходство с островными дугами имеет система поднятых блоков Альпийского складчатого пояса. Общее количество вулканов в море Альборан насчитывается до 25—30.

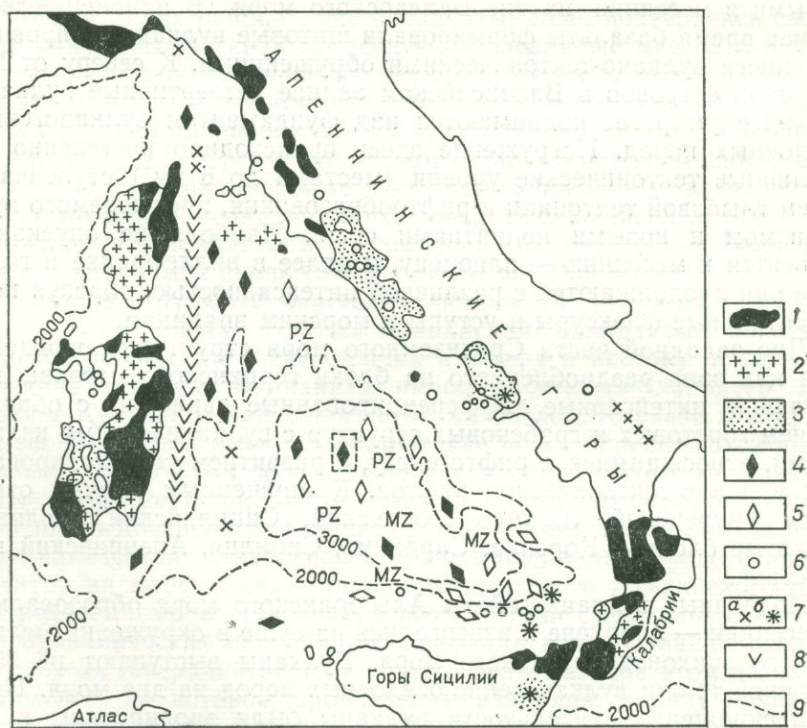


Рис. 11. Схема строения Тирренского моря (по Г. Хизену и И. Чумакову).

1 — метаморфические породы; 2 — граниты; 3 — вулканогенные породы; 4 — немагнитные подводные горы; 5 — магнитные подводные горы; 6 — кальдеры; 7 — вулканы; а — потухшие, б — действующие; 8 — офиолиты; 9 — изобаты; PZ, MZ — фундамент

Восточно-Средиземноморская плита — часть погруженной Африканской платформы рифейского возраста, пережившая эпиплатформенную активизацию. Для восточного Средиземноморья характерны структуры срединных массивов, образующие подводное продолжение Африканской платформы с наложенными на него рифтовыми впадинами (Пантеллерийская, Мальтийская). Вероятно, на месте Тирренского моря существовала суша, начавшая погружаться в неогеновое время. Расширение и обрушение Тирренской впадины продолжалось в постмиоцене (рис. 11).

По мнению И. С. Чумакова уже в домессинское время существовали глубокие некомпенсированные впадины внутренних морей, возникшие не путем обрушений, а в результате постепенно вулканотектонического прогибания.

На поднятом горсте Тирренского массива, образующем о. Сицилию, возвышается вулканическая постройка Этны, со сложным фундаментом, окаймленным глубоким прогибом, заполненным мощной толщей неогеновых глинистых осадков. Опущенный массив Тирренского моря также на глубине перекрыт вулканическими продуктами.

Этна — четвертичный вулкан, лежащий на оси поперечного разлома плато Рагуза, соединяющегося с грабеном Мессинского залива. Это один из крупнейших активных вулканов Евразии, почти непрерывно действующий в историческое время (рис. 12). В структуре вулкана, хорошо отраженной в ее морфологии, можно различать характерные черты вулканической постройки: конус базальтового состава, кратер вершинный и побочные, трещины и рифты, проявляющиеся в рельефе в виде ущелий, и, наконец, кальдеру, вероятно, полностью занятую лавовой постройкой (рис. 13).

Вулканы Этна, Везувий, Стромболи считаются конформными или дисконформными вулканическим «чехлам» на более ранних постройках, сложенных основными лавами (мессиний—плиоцен). Наряду с островными вулканами в Средиземном море известны

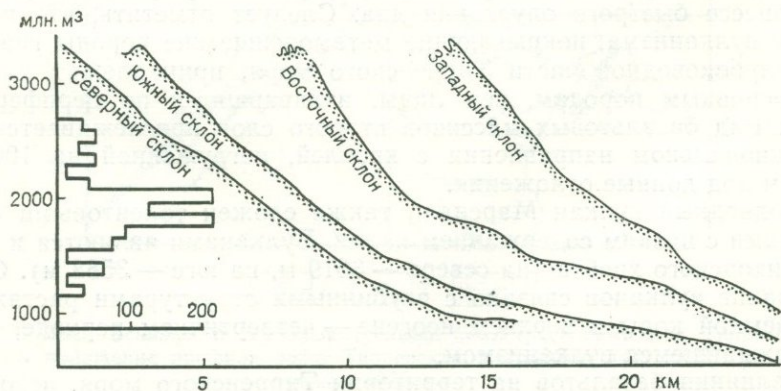


Рис. 12. Профили склонов вулкана Этны и гистограммы общего объема вулкаников (по Вагге, 1977 г.).

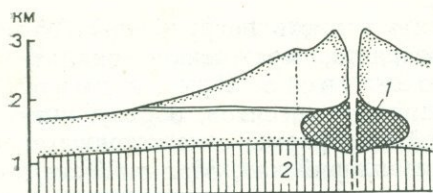


Рис. 13. Разрез кратера вулкана Этны (по Багре, 1977 г.).

1 — периферический очаг, 2 — фундамент

рывом вулканической деятельности соответствует и области Тирренского моря, где вследствие плиоценовых блоковых движений на дне оказались погружены молодые вулканы, чередующиеся с глыбами метаморфического фундамента. Следовательно, плиоценовая рифтовая тектоника синхронная с эпохой общего погружения Тирренского моря, а плейстоценовые опускания были замедлены, но ускорились в четвертичное время.

Предполагается, что в Тирренском море новейший вулканизм проявлялся с верхнего неогена донныне, сопряженный с погружением древнего континента на глубину около 3 км, с образованием глубоководной впадины. В центральной части погруженной абиссальной равнины возвышаются вулканические горы Вавилова и Марсиали.

Вулкан Вавилова — потухший базальтовый щитовой вулкан с коралловой рифовой постройкой на вершине. Он образует субмеридиональный хребет, поднимающийся на высоту 2840 м над дном в виде уступчатого гребня с углами склонов 24—16°. Вулкан сложен толеитовыми базальтами, но при драгировании были подняты и долериты. Склоны вулкана прорезаны барранкосами, позволяющими предполагать в прошлом его надводное положение. Вершина вулкана уплощена и увенчана коралловым рифом, отмершим в процессе быстрого опускания дна. Следует отметить, что продукты вулканизма, покрывающие метаморфические породы грабенов глубоководной части Тирренского моря, принадлежат к более основным породам, чем лавы, изливавшиеся по периферии моря. Ряд базальтовых массивов второго слоя прослеживается в меридиональном направлении с кровлей, погруженной на 100—2500 м под донные отложения.

Подводный вулкан Марсиали также сложен толеитовыми базальтами с низким содержанием калия. Вулканами являются и горы Анконского хребта (на севере — 3619 м, на юге — 3588 м). Образование вулканов связано с глубинными структурами растяжения земной коры в верхнем неогене — четвертичном периоде, сопровождавшемся вулканизмом.

Излияния базальтов на территории Тирренского моря, вероятно, происходили в субэаральной обстановке, о чем свидетельствует слой валунно-галечного материала, перекрывающий базальты и

крупные потухшие вулканы на дне глубоководных впадин, например в Тирренском море — вулкан Вавилова — щитовой подводный вулкан высотой 2,8 км над дном котловины.

Северная часть Тирренского моря сохранила морфологию континента, погруженного на дно, где описаны террасы, каньоны и другие черты суши. Вероятно, серия рифтовых опусканий с пере-

вскрытый бурением. Погружение Тирренской суши происходило в несколько этапов, что подтверждают террасированные уступы по периферии моря. Вероятно, что опускание герцинской глыбы на дно Тирренского моря происходило с верхнего неогена и сопровождалось интенсивным базальтовым вулканизмом (6,25—7,5 млн. лет). Однако распространение плиоценовой пирокластике, перекрывающей толентовые базальты под современными морскими осадками, может свидетельствовать в пользу базальтовых извержений главным образом в субэаральных условиях с последующим стадийным погружением дна моря до максимальных современных глубин 3600 м.

Расположение зон землетрясений по окраине Тирренского моря находится в соответствии со схемой структуры островных дуг. Котловина Ионического моря с северо-запада ограничена горстовым вулканическим хребтом Венинг-Мейнеса северо-восточного направления. В восточной Сицилии и Калабрии находится зона неглубокофокусных землетрясений с погружением их фокусов в западном направлении и повышением в восточном. В сторону глубоководной части Тирренского моря глубина фокусов землетрясений погружается от наружного края Апеннин в сторону реки По по крутопадающей поверхности (рис. 14). Соответственно испыты-

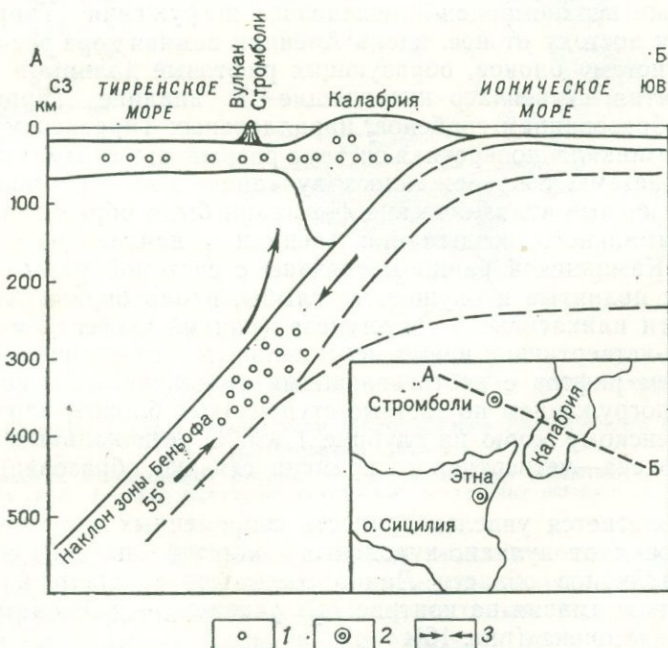


Рис. 14. Зона Беньофа с глубокофокусными землетрясениями под Тирренским морем и положение профиля через Тирренскую островную дугу (АБ) (по Морелли, 1976 г.).

1 — землетрясения; 2 — вулканы; 3 — напряжения

вает поднятия зона внешней островной дуге — морской плейстоцен в центральной части Калабрии поднят на 1 км при скорости современного поднятия 1 мм/год. Мощность земной коры на шельфе Тирренского моря 20—22 км, в Сицилии и в западной Калабрии — до 40 км, а южнее в рифте о. Пантеллерия — 18 км. Это свидетельствует о развитии Апеннино-Сицилийского орогена как поднятия в тылу островодужной системы, обрамляющей Тирренскую глубоководную впадину (Липарские острова).

В результате попыток интерпретации вулканизма Средиземноморской зоны с позиций «тектоники плит» возникает концепция связи вулканизма с большим числом микроплит, обладающих неоднократными и хаотическими изменениями направления движений.

Вулканизм Апеннинского полуострова и Тирренского моря связан с зоной растягивающих напряжений в поясе контрастных вертикальных движений морфоструктур от —3 до +2 км, приуроченных к зоне столь же узкой контрастной смены мощностей земной коры: от 10 км в Тирренской впадине до 35 км в осевой зоне Апеннинского хребта (рис. 15).

Вулканизм области Лацио (поздний плиоцен—плейстоцен — 50 тыс. лет) проявлялся у подножья Апеннинского хребта от побережья Тирренского моря до осевой зоны Апеннинского хребта.

На фоне верхнемиоцен-плиоценового погружения Тирренской впадины к востоку от нее, вдоль Апеннин земная кора раскалывалась на систему блоков, образующих рифтовые долины и горстовые поднятия, ступенчато нисходящие к впадине Тирренского моря. С образованием грабенов, параллельных Тирренскому побережью, возникла поперечная система разрывов; воздымание Апеннинской системы сопровождалось вулканической деятельностью. Наиболее кислые вулканические формации были образованы в зонах максимального воздымания Апеннин в начале плейстоцена. Вулканы Кампанской равнины связаны с системой разломов, образующих поднятия и опущенные глыбы, вдоль окраин Апеннин.

Надвиги пликативного тектогенеза (ранний неоген) сменились в плиоцен-четвертичное время вертикальными движениями с формированием рифтов с растягивающими тектоническими напряжениями, и погружением по системе ступенчатых блоков, параллельных Тирренскому морю на глубине 1 км. С региональным поднятием плиоцена—четвертичного времени связано образование вулканов.

Предполагается унаследованность современных вулканов Средиземноморья от вулcano-купольных поднятий позднего неогена. Возраст вулканов области Лацио соответствует времени максимального воздымания на контрастных участках — с максимумом в начале плейстоцена (рис. 16).

Щелочной вулканизм связан с грабенами, заполненными ранне-плиоценовыми осадками. Сразу после образования грабенов в границах плиоцен-плейстоценового моря началось растяжение (раздвиговая тектоника грабенов определяет их вулканизм, на-

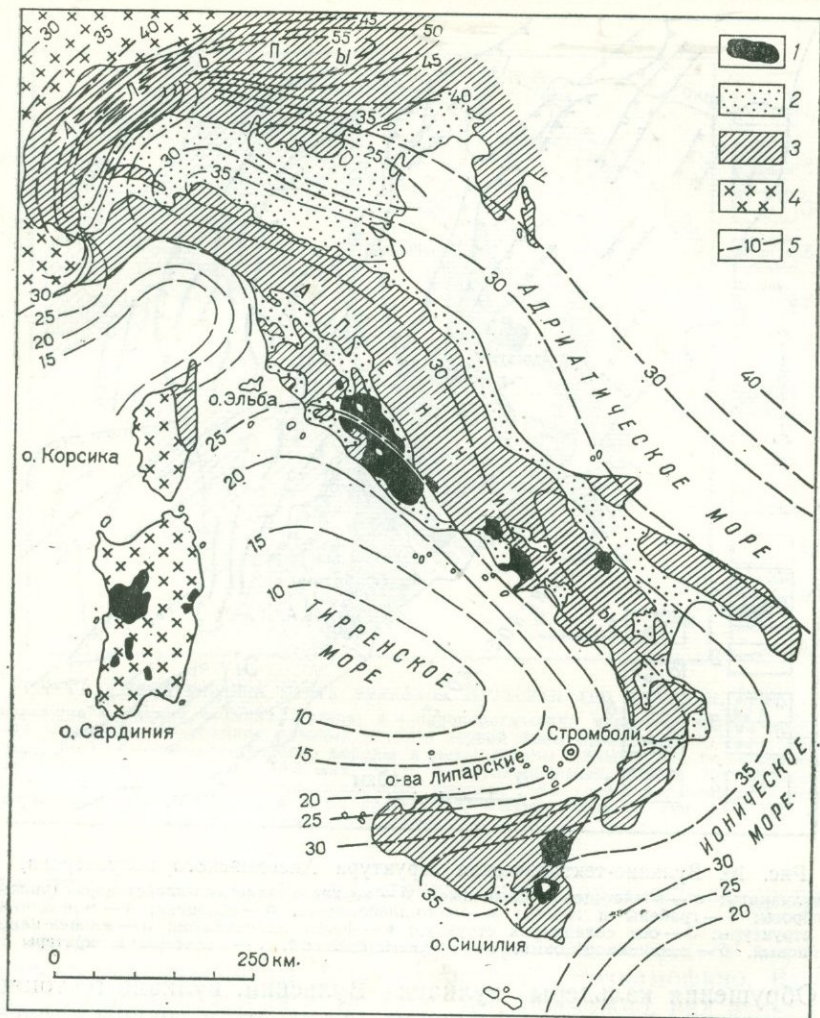


Рис. 15. Контурная карта поверхности Мохоровичича Апеннинского полуострова (по Морелли, 1975 г.).

1 — кайнозойские вулканические районы; 2 — послеорогенные отложения; 3 — орогенный комплекс; 4 — край герцинской платформы; 5 — глубина поверхности Мохоро

ряду с поднятием) 2,5 млн. лет назад возникли вулканы Роккастрада; 1,4—0,4 млн. лет назад — вулканы Амиата, Радиофани.

Вулканы образовались на вулcano-тектонических горстах Тольфа, Черите, Чимино, Тольча. Сохранились эрозивные останцы вулканов кислого типа вдоль побережья Тирренского моря с возрастом 1,5—1 млн. лет. После затухания вулкана Чимино и обрушения, связанного с новой фазой растяжения, сформировался главный грабен, занятый щелочными вулканами (рис. 17).

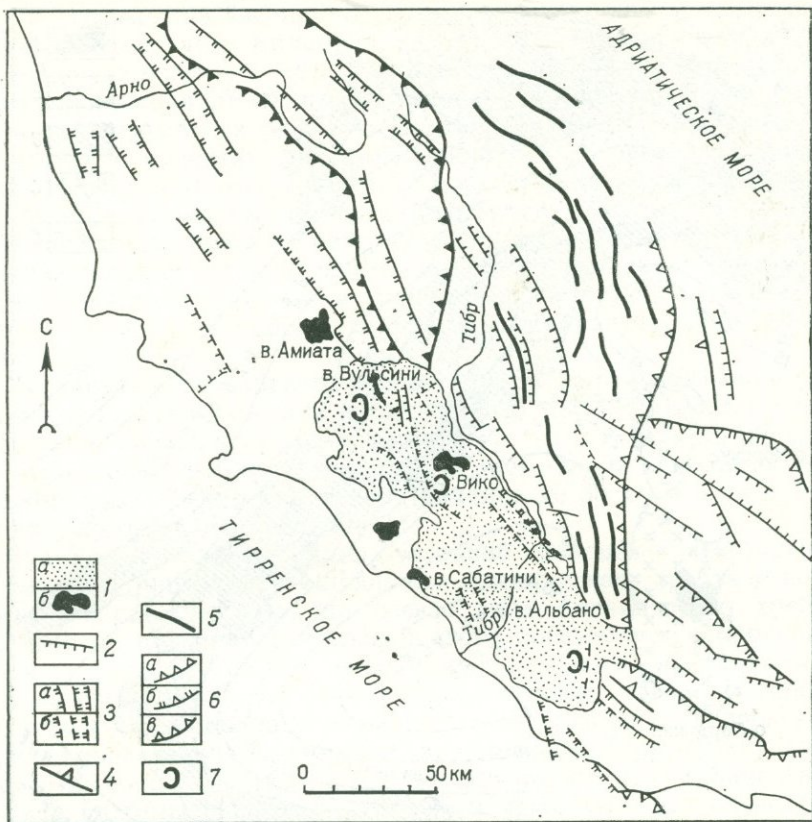


Рис. 16. Вулкано-тектоническая структура Апеннинского полуострова.

1 — вулканы: а — плейстоцена (щелочные), б — верхнего плиоцена-плейстоцена (кислые); 2 — сбросы; 3 — грабены и горсты: а — плио-плейстоцена, б — голоцена; 4 — моноклиналильные структуры; 5 — оси складчатых структур; 6 — фронт линейментов: а — миоцен-плиоценовый, б — позднемиоценовый, в — среднемиоценовый; 7 — кальдеры и кратеры

Обрушения кальдеры вулкана Вульсини, вулкано-тектонические опускания завершали периоды деятельности группы калиево-щелочных вулканов фазы более молодой, чем 1 млн. лет.

Вулканы Роккамофино расположены на пересечении нарушений северо-восточного и юго-восточного направлений. Эта блоковая тектоника рифтового трансальпийского направления образует систему грабенов и горстов, которой подчинено расположение вулканических центров. Широкое развитие имеют игнимбритовые поля, предположительно связанные с трещинными извержениями, выбрасывавшими потоки раскаленных туфолов и туфов. Центральные вулканы занимают дно грабенов, а также подняты на гребнях горстов. Вулканическая активность началась в нижнем—среднем плиоцене (5—6 млн. лет назад) и продолжалась в четвертичное время (0,4 млн. лет назад). Морфология вулканов представлена плоскими эродированными сооружениями, обязанными

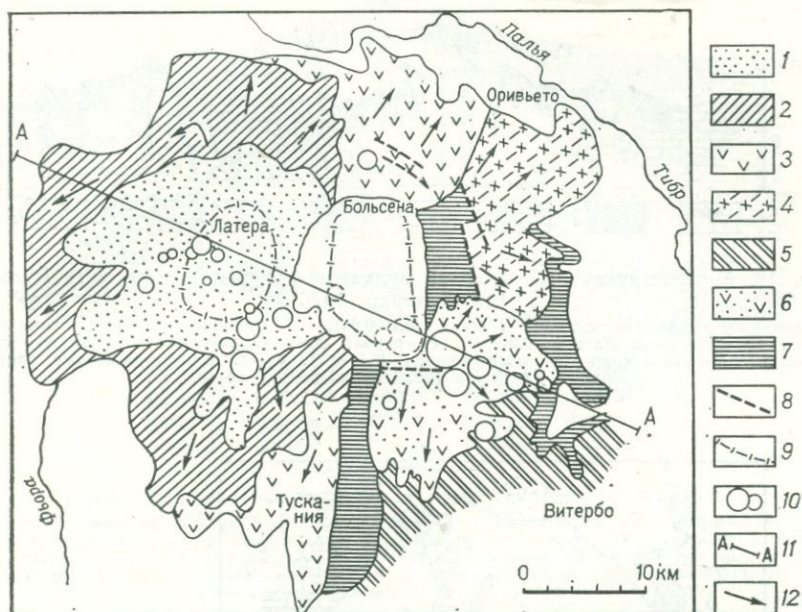


Рис. 17. Схематическая карта вулканов Вулсини (по Локарди, 1976).

1 — новейшие излияния вулкана Латера (0,2—0,1 млн. лет); 2 — пирокластические излияния вулкана Латера (0,3 млн. лет); 3 — граница лавовых потоков первой фазы вулканизма вулкана Латера (0,3 млн. лет); 4 — пирокластические породы и лавы группы Баньореджо; 5 — пирокластические породы вулкана Вико (0,5 млн. лет); 6 — вулканическая группа Монтефьясконе; 7 — вулкан Босьена — вулканогенно-осадочные породы; 8 — главные разломы; 9 — край кальдеры, 10 — побочные вулканические кратеры; 11 — линия профиля (см. рис. 18); 12 — направление лавовых потоков

своим разрушением вулcano-тектоническим и эрозийным процессам.

К четвертичным и современным постройкам относятся морфологически сохранившиеся вулканы Везувий, Роккамофино, Вулсини, Сабатини, о. Иския и др. (рис. 18). Возможно, ряд вулканических центров, продолжающих свою активность, был заложен в дочетвертичное время (неоген), образуя длительно живущие вулcano-купольные структуры, конформно облекающие более древние вулканические образования, частично эродированные.

При гравиметрической съемке Кампанской равнины установлено, что современные и кайнозойские вулканические постройки и осадочные породы подстилает мезозойский известковый фундамент. Трахитовый калиевый тип вулканитов и игнимбритов (компанский туф) связан с вулканическими очагами магмы толеитового типа. Возможна обусловленность щелочного вулканизма рифтогенезом, сходным с Восточно-Африканским. Грабен, с которым связаны щелочные вулканы Альбано (рис. 19, 20), определяя границу Тирренского моря в раннем плиocene и в дальнейшем был приподнят контрастными движениями на высоту до 1 км. Для кислых вулканов характерно воздымание фундамента — группа кис-

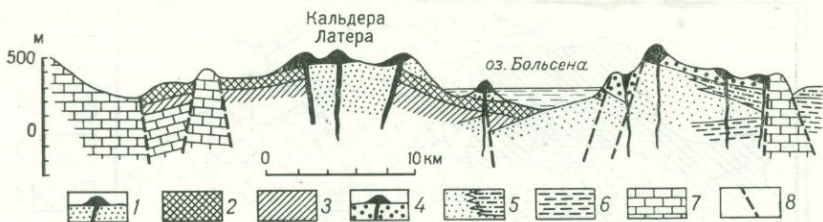


Рис. 18. Морфоструктурный профиль вулканов (возраст в млн. лет) Вульсини (по Локарди, 1976).

1 — новейшие излияния вулкана Латера (0,1—0,03); 2 — пирокластические потоки (0,2—0,1); 3 — стратовулкан Латера (0,3—0,2); 4 — первая фаза вулканизма (0,7—0,5); 5 — вулкан Больсена и вулканогенно-осадочные породы (0,9—0,7); 6 — плио-плейстоценовые глины и пески; 7 — флиш (донеогеновый); 8 — сбросы

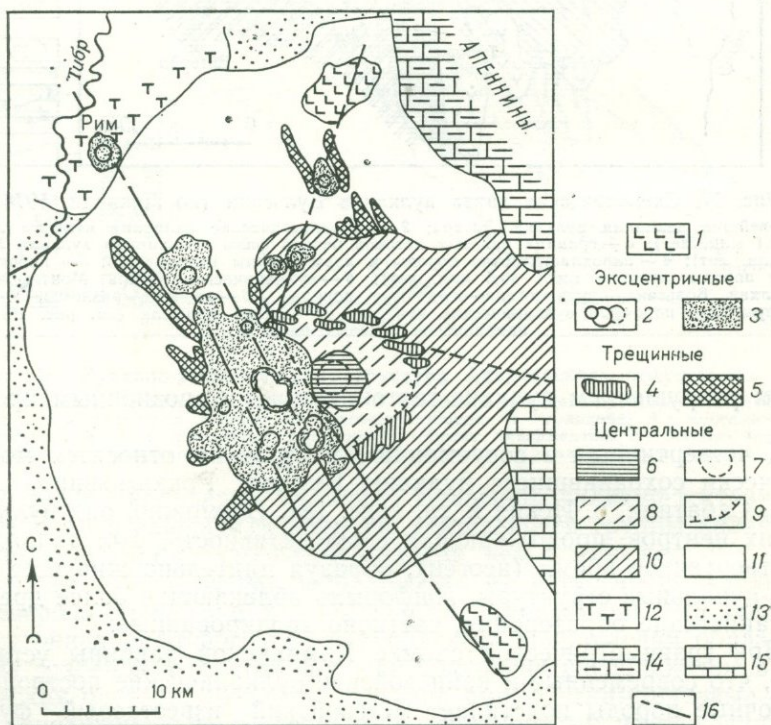


Рис. 19. Морфоструктура вулканической группы Альбано.

1 — травертины; 2 — взрывчатый кратер; 3 — продукты взрывчатой деятельности (пиперно); 4 — пирокластические и лавовые потоки вдоль края кальдеры; 5 — лавовые потоки последних центральных извержений (0,28 млн. лет); 6 — пирокластические и лавовые потоки последних центральных извержений (0,28 млн. лет); 7 — край центрального кратера; 8 — пирокластическая и лавовая Атрио; 9 — граница кальдеры Тусколано; 10 — пирокластическая и лавовая кальдеры Тусколано-Артемизно; 11 — пирокластическая и лавовые потоки древнего стратовулкана (0,7—0,5 млн. лет); 12 — продукты северных вулканов; 13 — верхний плейстоцен — современные осадки; 14 — мезо-кайнозойская серия шельфового бассейна; 15 — мезозойская серия шельфового бассейна; 16 — разломы взрывчатых извержений

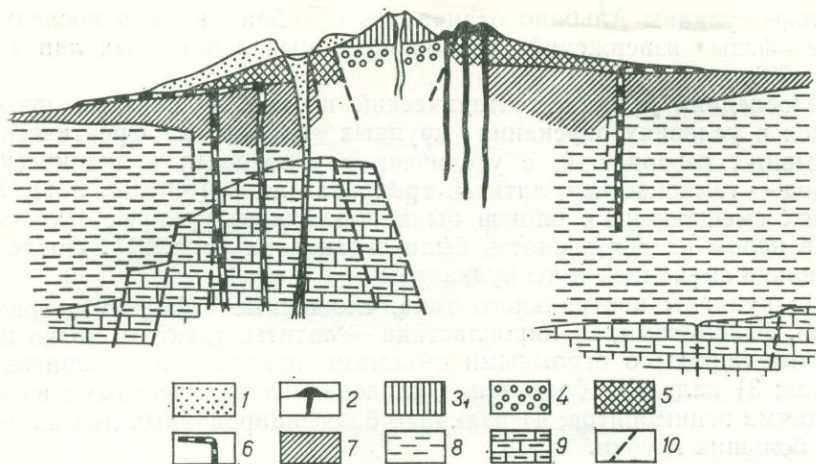


Рис. 20. Схематический разрез через вулканы Альбано.

1 — продукты финальной фреатической активности; 2 — конусы трещинной активности вдоль края кальдеры; 3 — конусы центральных извержений; 4 — продукты активности в Атрио; 5 — продукты активности в кальдере Тусколоано; 6 — краевые трещинные лавовые потоки; 7 — лавы стратовулкана; 8 — морской песок и глина (верхний плиоцен-плейстоцен); 9 — известняки пелагических отложений мезо-кайнозоя; 10 — сбросы

лых вулканов Толфа образована в вулcano-тектоническом горсте, в зоне пересечения системы разломов, обрамляющих гору Чимино, горстовое поднятие которой обусловлено крупной магматической интрузией.

Казалось бы, сложное формирование однотипных магм в вулканических очагах, удаленных друг от друга, и почти одновременные вулканические извержения громадных масштабов должны свидетельствовать в пользу значения магматической дифференциации в определенных термодинамических условиях замкнутых систем, однако следует подчеркнуть решающую роль структурно-геологических процессов, коренным образом изменяющих ход магмаобразования и вулканической деятельности и определяющих ее морфоструктурные условия. Следует проследить эти сопряженные тектоно-магматические процессы.

Щелочной вулканизм проявлялся в условиях рифтогенеза, на фоне воздымающегося в верхнем плиоцене свода Апеннин. Центры извержений приурочены к поясу последующего погружения рифтов. Характерны трещинные извержения трахи-риолитовых магм. После обрушения в раннем плейстоцене происходили извержения тефритов, трахитов, фонолитов щелочного средиземноморского типа (0,9—0,8 млн. лет). Извержения пирокластики и пеплов образовали покровы игнимбритов объемом в десятки кубических километров. Состав магмы резко изменился — извергались слабо щелочные стекловатые латиты и трахиты. Эти кратковременные массовые извержения сопровождалась обрушениями кальдерного типа, охвативших весь вулканический пояс (0,6—0,4 млн. лет).

Только вулканы Альбано отличались преобладанием в последующие фазы извержений сильно щелочных лейцитовых лав (см. рис. 20).

Последний вулcano-тектонический период вулканизма проявлялся в условиях опускания крупных блоков и фреатических взрывных извержений, с увеличением основности вулканических пород — темноцветные латиты, трахиандезиты (100 тыс. лет). На краях смещающихся блоков были образованы крупные вулканы, но в целом их деятельность была ограничена (рис. 21). Последовательно сменялись типы вулканизма:

1) вулканы центрального типа, сложенные тефритами, трахитами, фонолитами; 2) пирокластика — латиты, трахиты, низкощелочные породы с огромными объемами покровов игнимбритов и туфов; 3) кальдерообразование, следовавшее за массовыми извержениями игнимбритов; 4) излияние базифицированных лав из очагов больших глубин.

Наряду с классической концепцией дифференциации магмы в очагах, в период тектонического покоя, развиваются представления о горизонтальной миграции магмы из зоны погружения Тирренского моря. Предполагается, что горстово-грабеновая тектоника обеспечивает пульсационное поступление магмы и формирование клинообразных очагов между тектоническими блоками, с ускоренной дифференциацией магмы щелочного характера при пневматолитическом процессе. Расплавленные массы поступают по глубинным каналам в периферические очаги, смешиваясь с дифференцированной ранее магмой.

Рифтогенез от Африканской платформы, в том числе телескопированный рифт о. Сардинии, можно проследить через Средиземное море на европейский континент. В пределах Средиземного моря и северного побережья Африки система глубинных рифтовых разломов, поперечная Тетису, связывает структуры Ливийского-Нигерийского рифтового пояса с Рейнским грабеном Западной Европы. В Средиземном море рифтовые подводные долины с континентальным продолжением (Суэц, Сицилийский пролив) ограничены горстовыми поднятиями островов Сицилии, Мальты, Апеннинского полуострова, о. Корсики, о. Сардинии, сложенными древними складчато-метаморфическими породами.

Для рифтообразования Средиземного моря характерна история островов Сардинии и Западной Корсики — континентальных блоков древнего герцинского массива, участвовавших в течение олигоцена и плиоцен-плейстоцена в развитии телескопированного рифтогенеза и поднятых в четвертичное время в виде островов, обрамленных глубоководными впадинами с утоненной корой.

Южнее Корсики, у о. Муссен лежит обширная впадина, выполненная мощной серией миоценовых морских отложений с андезитами в фундаменте. Эта толща залегает на рифтовом продолжении о. Сардинии и соответствует по составу и мощностям олигоцен-миоценовым отложениям рифта Кампидано. Палеорельеф сформирован в нижнепалеоценовое-понтийское время обрушения-

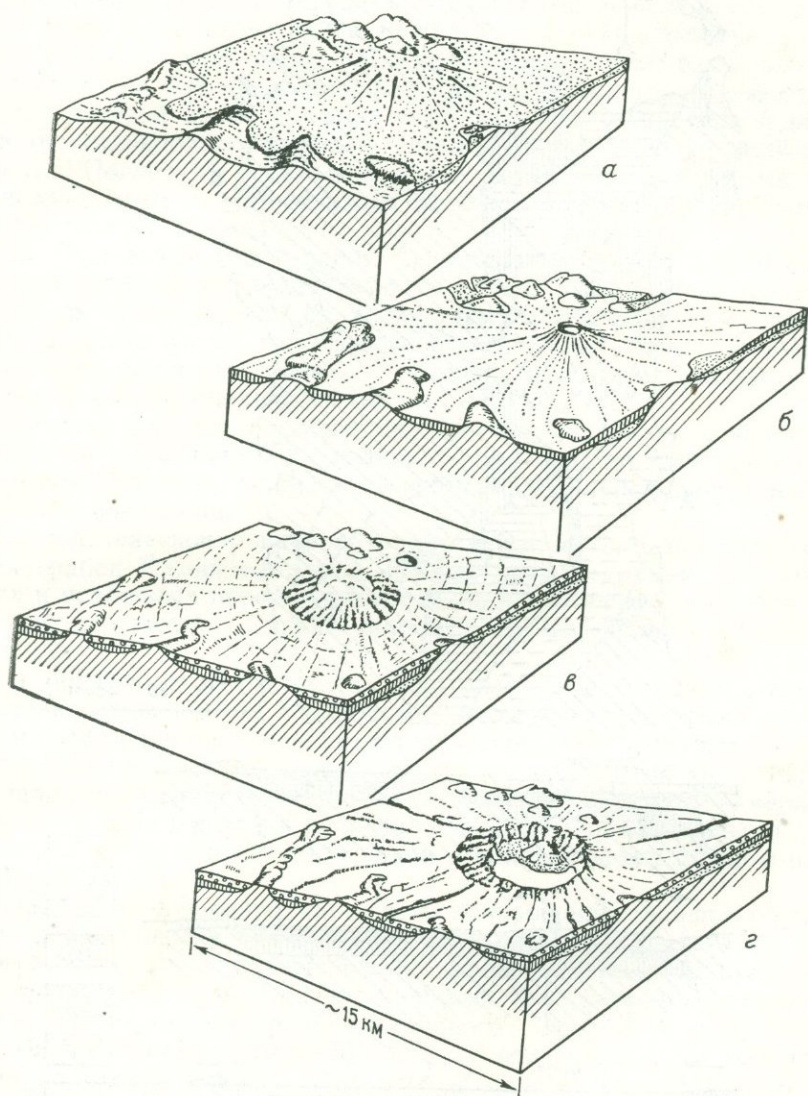
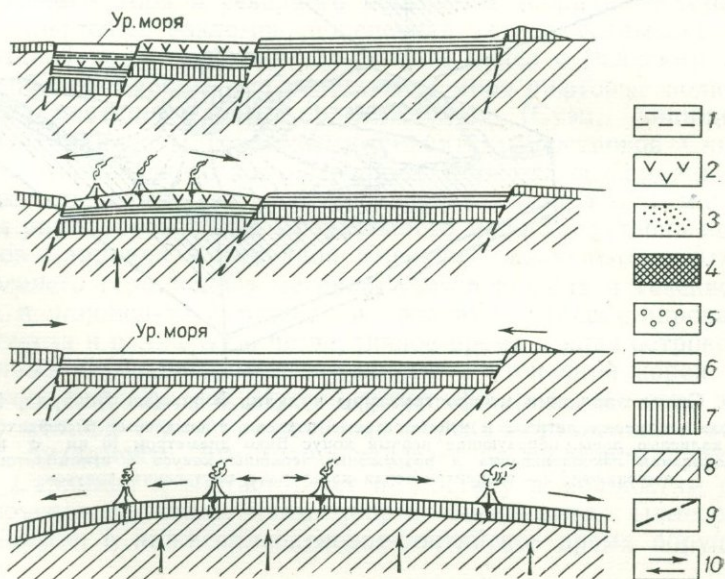
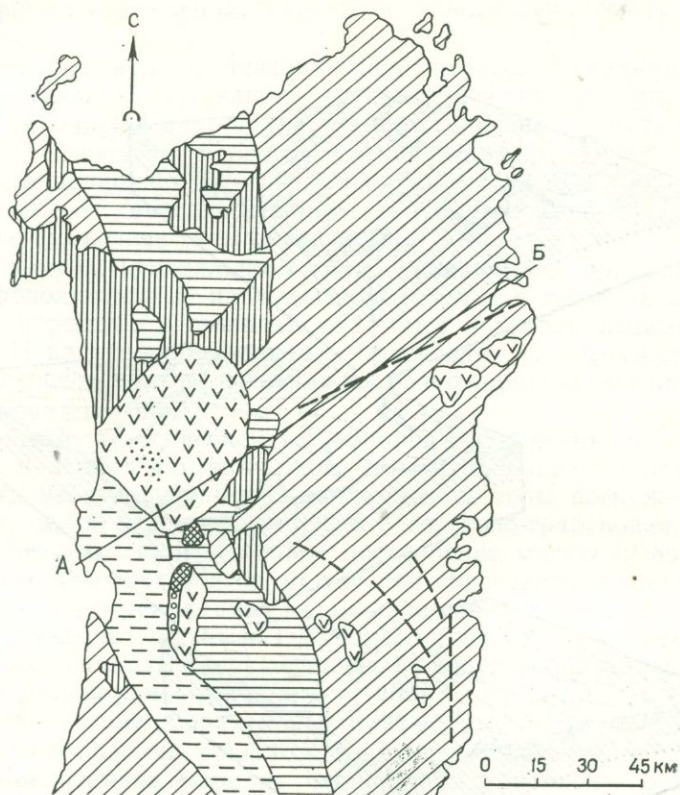


Рис. 21. Схема эволюции морфоструктуры вулкана Вико (по Локарди, 1965 г.).  
 а — купола кварцевых латитов и игнимбритовые покровы в осадочных бассейнах; б — щелочные калиевые лавы, образующие первый конус Вико диаметром 10 км с кратером;  
 в — региональная пенепленизация и разрушение вершины конуса с игнимбристыми отложениями; з — эксцентрическая кальдера с внутренним конусом



ми рифта и соответствующими по простиранию цепями вулканов, пересекающими субмеридионально Средиземноморский район. Вертикальные движения этой эпохи образovali большую подводную долину — каньон, прорезающий плиоцен-миоценовую серию отложений. В свою очередь Сардино-Корсиканский блок, вытянутый почти на 600 км, можно рассматривать как горстовую структуру рифтовой зоны, примыкающей к Западно-Тирренской области, обрамленной ступенчатым крылом Апеннинского альпийского хребта. Последний спускается двумя уступами, сложенными разновозрастными вулканическими формациями, к провалу Тирренского моря.

В продольном поясе вдоль Апеннинского хребта и побережья Тирренского моря различаются два типа вулкано-тектонических структур, соответствующих двум магматическим сериям: горсты, надстроенные вулканами известково-щелочного типа с крупными комплексами кислых пород, и грабены, в которых расположены вулканы калиево-щелочного типа.

Стиль вулканизма изменялся с течением времени сокращения площадей вулканических излияний внутри телескопированных рифтовых структур, лежащих в субмеридиональном поясе рифтов Средиземного моря.

Зоной телескопированного рифтогенеза на о. Сардиния является грабен Кампидано, выполненный двумя сериями вулканических и осадочных пород — олигоцен-раннеэоценовой и позднелигоцен-четвертичной. Длина грабена 300 км, ширина 30—40 км (рис. 22).

В результате рифтогенеза была создана рифтовая структура длительного развития. Вулканизм начинался трещинными излияниями, связанными с ранней стадией сводового поднятия и предрифтового растяжения. Эта деятельность охватывала наибольшую площадь и закончилась обрушением обширного рифта субмеридионального простирания и сопровождающими рифт блоковыми движениями. Общая мощность осадков и вулканических пород в рифте 2—2,3 км.

Наиболее опущенная часть телескопированного рифта образована в олигоцене в связи с формированием альпийского орогена и ограничена горстами герцинского массива. Продукты вулканизма этого рифта представлены толщами известково-щелочных пород верхнеолигоцен-среднемиоценового возраста — андезитами (60—70%) и базальтами (20—30%) с незначительным количеством риолитов и дацитов. Эти породы близки островодужным се-

Рис. 22. Структурно-стратиграфическая карта и схема рифтогенеза о. Сардинии (по Когоца, 1974 г.).

1 — современные осадки в молодом грабене. Плиоцен-плейстоценовые вулканические породы: 2 — базальты щелочные и переходные (плато и щитовые вулканы), 3 — трахифонолиты, 4 — дациты, риолиты, андезиты, базальты, комендиты, пантеллериты, 5 — риолиты; 6 — осадочные отложения грабена, 7 — олигоцен-миоценовые калиевые щелочные вулканисты (риолиты, дациты); 8 — древние метаморфические породы; 9 — разломы; 10 — направление тепломассопереноса; АБ — профиль

риям и связаны с апеннинским орогенезом. Отмечается толеитовый характер некоторых лав основного типа: нижняя андезитовая толща в северной половине рифта — андезиты, базальты (23,8—21,2 млн. лет), липариты, пемзовые туфы (средний миоцен) (17,5 млн. лет); верхняя андезитовая толща — преобладают экстрезии андезитов и дацитов (14,3—13,3 млн. лет).

Неогеновые морские серии трансгрессивно лежат на площади развития палеогеновых континентальных отложений и олигоцен-миоценовых вулканитов, излившихся перед и во время образования олигоценового рифта, субстратом которого явились дотретичные изверженные метаморфические и осадочные породы. Миоценовые морские отложения трансгрессивно перекрывают породы палеозоя и лавы, достигая мощности 700 м. В олигоцен-миоценовый рифт после завершения вулканизма в его пределы телескопированно вложен плиоцен-четвертичный рифт. Неоген-четвертичное тектоническое поднятие предшествовало формированию этого рифта. Вулканизм в плиоцен-четвертичное время ограничен пределами рифта и восточным побережьем острова и представлен щитовыми вулканами с излиянием лавовых потоков.

В результате этой фазы вулканизма, давшей разнообразные вулканиты щелочного и среднещелочного типа, сохранились лавовые плато, сложенные основными породами, излитыми в континентальных условиях. Их излияния перекрывали область впадины позднеолигоценового рифта, заполненного перед этим молассой миоценовой морской трансгрессии. Дальнейшее поднятие сопровождалось образованием базальтовых плоскогорий — щитовых вулканов и массива Монтифери, в послегельветское время окаймленного зоной периферических излияний трещинного типа.

В центральной части Западной Сардинии вулканический комплекс Монте Арци, занимающий площадь около 150 км<sup>2</sup> внутри рифта, образован на фундаменте миоценовых известковых осадков, заполнивших олигоценовый рифт, и подводных известково-щелочных вулканов основного типа. Этот вулканический щит опущен по сбросам с западной стороны грабена Кампидано и сложен риолитовыми потоками, перекрытыми трахитами. Молодые потоки представлены базальтами и андезитами субщелочного типа (3,3—3,8 млн. лет). Плато трещинного происхождения образовано лавами трахибазальтов и андезитов (3,3—2,5 млн. лет), излитыми на площади более 850 км<sup>2</sup>. Местами базальты лежат на древних метаморфических породах и изливались в подводных условиях. Базальтовый вулканизм отличался незначительной щелочностью, в то время как более поздние базальты сильно щелочные (0,6—0,14 млн. лет). Плиоцен-четвертичный вулканизм Сардинии (5—0,14 млн. лет) происходил в условиях интенсивного растяжения. Плио-плейстоценовая вулканическая активность распространялась на площади более 500 км<sup>2</sup> на высоких эрозионных поверхностях. Извержения вулканов центрального типа происходили одновременно с излиянием лав, образующих базальтовые плато. Эти щелочные лавы самые молодые в Сардинии (0,6—0,14 млн. лет).

Преобладали излияния подводных трещинных базальтов (от щелочных до субщелочных), с которыми связаны трахифонолиты. Риолиты и дациты связаны с субщелочными типами основных пород.

В четвертичное время сформирован современный рифт пролива Кампидано. В западной части о. Сардинии обрушение молодого рифта, заполненного четвертичными осадками, является финалом мощной плиоцен-четвертичной деятельности трещинного и центрального типа, начавшейся в подводных условиях и закончившейся субаэральными излияниями, образовавшими конусы вулканов. Излияния и рифтогенез соответствуют периоду формирования Тирренского моря (2—4 млн. лет). При этом заключительные фазы вулканизма центрального типа локализовались в осевой наиболее широкой части грабена. Излияния в условиях телескопированного рифтогенеза (4—2 млн. лет) представлены в начале слабощелочными, а позднее щелочными лавами, типа излияний рифтов В. Африки. Следовательно, можно выделить два цикла вулканической деятельности, разделенных миоценовой морской трансгрессией (13 млн. лет — бурдигальской), охватившей район вулканизма с пересеченным субаэральным рельефом и большим количеством вулканов.

Горстовое поднятие Сардинии, разделенное грабеном Кампидано на две части, на юге сменяется прогибом, продолжающим рифт и заполненным толщей вулканогенно-осадочных и морских отложений мощностью до 3 км. На севере о. Сардинии грабен пересекается поперечной системой разломов, с которой сопряжен каньон Капельсфиорд.

Вулканизм олигоцен-миоценовой стадии характеризуется извлектово-щелочной серией лав. Излияния плиоцен-четвертичного возраста на континентальной коре мощностью до 30 км по типу лав сходны с рифтовыми излияниями Восточной Африки. Лавы представлены базанитами, фонолитами, тефро-фонолитами, игнимбридами анатектитовой магмы, характеризую платформенный вулканизм, проявляющийся в Средиземном море как следствие активизации.

Вулканический о. Иския связан с горстовой вулкано-тектонической структурой. Вершина горы Эмпомею сложена выброшенными по трещинам пемзовыми потоками мощностью до 1 км, ныне поднятыми над уровнем моря на высоту 780 м. В период воздымания этого горста вокруг формировались небольшие моногенные вулканы, кратеры, конусы разбрызгивания, потоки вязкой лавы (до 2 км длиной), лавовые озера, связанные с неглубоко залегающим магматическим очагом (лакколитом). Вулканическая деятельность началась около 300 тыс. лет назад, но более молодые вулканы изливались менее 100 тыс. лет назад, а возникновение же эксплозивного грабена, из которого было выброшено около 12 км<sup>3</sup> пемзы, произошло 70 тыс. лет назад.

Между флегрейскими полями и о. Иския лежат центры подводной вулканической деятельности — банки Мезено, Низида и дру-

гие, являющиеся вершинами крупного вулканического конуса, образованного в конце плиоцена — начале четвертичного времени. Высота конуса над уровнем моря 400 м, диаметр 2,5 км, с кратером диаметром 1 км (рис. 23).

Сицилийский пролив, начинаясь у флегрейских полей Апеннинского полуострова, продолжается до Африканского побережья, захватывая северо-восток ее платформы и являясь зоной активного подводного и надводного вулканизма (около 50 молодых вулканических центров). Вулканизм западной части пролива — начала мезозоя (силлы, дайки) — возобновляется в неогене и в четвертичное время. При этом наблюдается миграция вулканических центров с севера на юг. Структура и морфология морского дна обусловлена здесь системой рифтовых прогибов. Вулканы лежат в пределах рифтов и горстов, обрамляющих их, причем большей глу-

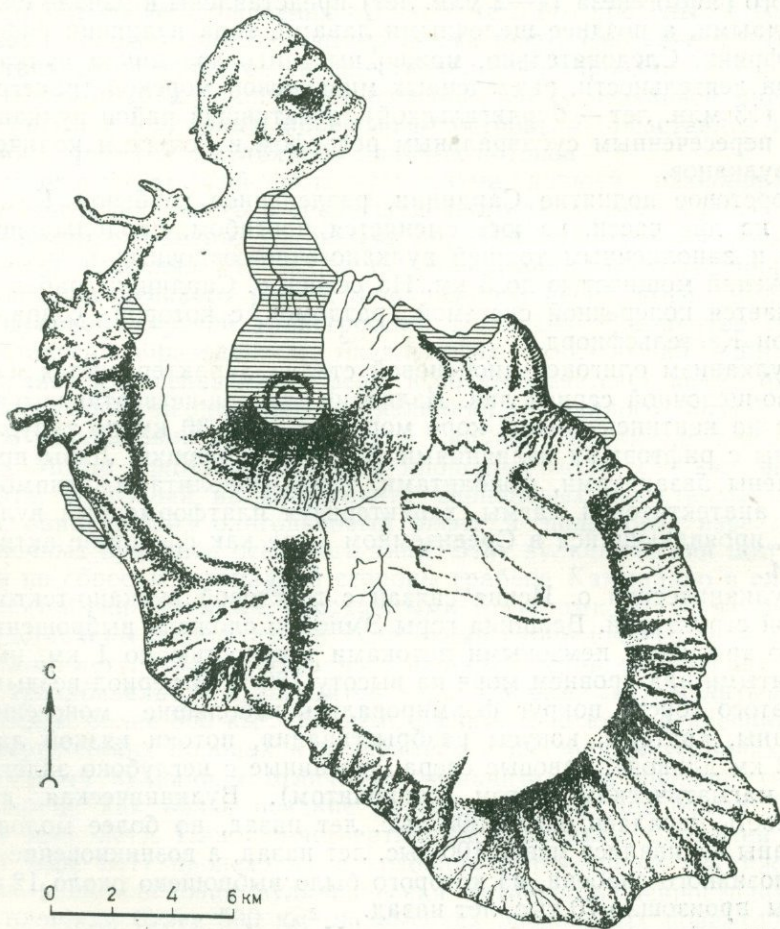


Рис. 23. Морфология вулкана о. Вулкано.

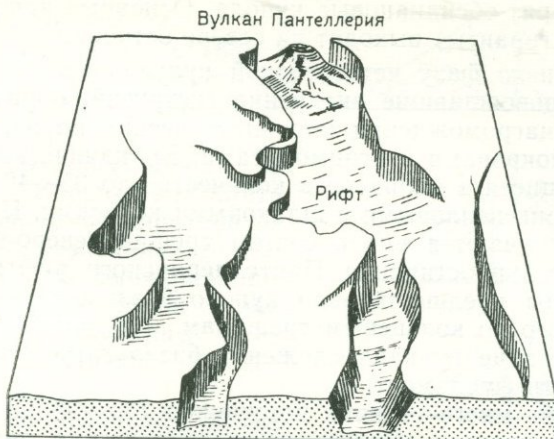


Рис. 24. Блок-диаграмма рифтов и разломов Сицилийского пролива

бине рифтового дна соответствуют излияния базальтовой магмы, а на обрамляющих горстах извергаются более кислые магматические дериваты (рис. 24).

Вулканизм Сардино-Пантеллерийской области связан с рифтовой транссредиземноморской системой. На дне Средиземного моря Сицилийский рифт пересекает эпибайкальскую плиту (о. Мальта) и герцинский складчатый пояс, являясь зоной расширения, сопровождаемого вулканизмом. Горсты, окаймляющие рифт, — узкие гряды, сложенные палеоген-неогеновыми отложениями — зона блоковых структур свода Адвентура — области значительной вулканической деятельности, отмечаемой интенсивными магнитными аномалиями. Серия вулканов венчает свод Адвентура, обрамляющий с севера Пантеллерийский рифт, образующий глубокую подводную долину северо-западного направления на Африкано-Сицилийском пороге, выполненную неконсолированными осадками мощностью 300—1000 м.

Пантеллерийский рифт служит структурной границей между Африканской платформой и Средиземноморской геосинклиналью. Пантеллерийский рифт занят островным вулканом Пантеллерия (85 км от Сицилии) и более мелкими вулканическими образованиями; подобно Сардинскому рифту он является телескопированной структурой, в которой сопряженность вертикально перемещающихся горстов и грабенов подчеркивает значение крупных вертикальных разломов земной коры. Позднеплейстоценовый вулкан Пантеллерия является надстройкой конформного плиоценового вулкана, созданного в несколько фаз излияний. Пантеллериты и трахиты слагают надстройку подводного конуса, образованного оливиновыми базальтами гавайитами и разрушенного кальдерой взрыва (7 км ширины) в центральной части острова. В ней подни-

маются липарит-обсидиановые купола. Основные породы (базальты, толеиты, гаванты) выходят на севере острова.

В последнюю фазу четвертичной вулканической деятельности взрывы, сопровождавшие внедрение экструзий, образовали кольцеобразные нагромождения пирокластических пород, перекрытых пемзовыми покровами и игнимбритами. Вулканические постройки, насчитывающиеся в кальдере в количестве до 35—40 штук, являются куполами, пепловыми и шлаковыми конусами. Центры их извержений отмечаются вдоль систем трещин северо-восточного — юго-восточного простирания Пантеллерийского рифта. Образованию кальдеры предшествовало куполообразное поднятие вулкана, после которого по кольцевым трещинам произошли оседания. Вероятно, основание вулкана сложено базальтами, облекающими конформно его фундамент.

На острове много горячих источников (36—98 °С) и низкотемпературных fumarol. Подводная вулканическая деятельность в 1891 г. происходила в нескольких километрах от острова (вулкан Ферстнера).

Свод Керкена — поднятие с Пелагийскими островами (Лампиони, Лампедуза, Линос) отличается значительной расчлененностью рельефа. Пелагийские вулканические острова в Сицилийском проливе включают вулкан Линос на краю рифта, сложенный подводными и субаэральными излияниями, и острова Лампедуза и Лампиони, представляющие собой раздробленные блоки Африканской платформы, захваченные рифтообразованием. Вулканизм связан с пересечением разломов северо-восточного и юго-западного направлений и обусловлен зонами растяжения на сводах обрушения рифтовых структур, способствовавшими быстрой миграции к земной поверхности дифференциатов оливин-щелочной магмы. Предполагается, что вулканизм этой зоны — результат длительной дифференциации среднещелочной магмы мантийного происхождения (согласно изотопам Si), контаминированные щелочными силикатными осадочными породами.

Вулкан Линос — второй крупный вулканический остров Сицилийского пролива лежит на вершине поднятого континентального блока, вдоль террасированного уступа, ограничивающего с юго-запада рифтовую долину. Основание острова сложено базальтовыми лавами, образующими щитовой вулкан, изливавший пикритовые щелочные базальты, гаванты и оливиновые толеиты. Подводные потоки Линоса представлены гиаокластитами, — стекловатыми туфами подобными Афарским туфам северо-восточной Африки. Базальты склонов вулкана покрыты шлаковыми конусами высотой до 200 м с кратерами диаметром до 1 км. Базальтовые излияния связаны с трещинами, параллельными рифту.

Деятельность вулканов Сицилийского пролива активизировалась с раннечетвертичного времени. Сложный рельеф дна пролива образован подводными горами — горстами, вулканами, экструзиями, дайками, силлами и лавовыми потоками на дне рифтовых долин (рис. 25). Лавовые излияния оливин-базальтовой щелочной

магмы происходили на острове Грехем, образованном в 1831 г. поднятием пирокластического конуса высотой 65 м, занявшего площадь 120 м<sup>2</sup>.

В рифтовых зонах между Африканской и Европейской плитами преобладает субширотное растяжение с образованием толеит-базальтовой, контаминированной в дальнейшей эволюции вулканизма магмой (вулканы Этна, Иблей, Линос, Низида, Пантеллерия).

Известково-щелочной вулканизм островодужного типа характерен для периферии глубоководных впадин Тирренского, Эгейского морей. Он проявляется на эоловых островах Тирренского моря, ограниченных с юга поздненеогеновыми и плиоценовыми глубоководными впадинами. При этом структура островных дуг имеет характерную зональность: с юга (тыла) лежат древние продукты подводного вулканизма, а на фронте у глубоководной впадины — современные вулканические дуги. О. Сицилия на южном фронте островных дуг Тирренского моря играет роль внешней зоны, как и о. Крит на юге островной дуги Эгейского моря.

Островная группа известково-щелочных вулканов Липарских островов упирается на востоке в субмеридиональный ряд вулканов Стромболи—Этна, сложенных щелочными базальтами, связаных с горстово-рифтовой структурой Сицилии. При этом отмечается сходство вулканизма в подводных рифтах Средиземного моря и в Эфиопском рифте: вулкан Фантале в Эфиопии после эрупции объемом в 2 км<sup>3</sup> пепловых потоков и образования кальдеры, сложенной пантеллеритами, стал извергать щелочные, богатые железом лавы.

Вулканизм Средиземноморского побережья относится к известково-щелочной орогенной формации и связан с полосой северо-восточного и западного простирания, проходящей по внешней окраине Рифской провинции с возрастом 15,3+3 — до 6,6±5 млн. лет. Верхнемиоценовые вулканы образуют пять цепей. Вдоль южных берегов Африки вулканические массивы расположены на главных тектонических нарушениях краевых сбросов грабена Ше-

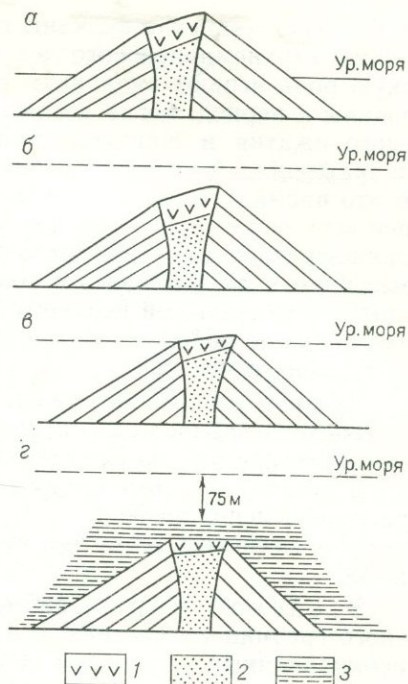


Рис. 25. Стадии образования вулкана Низида:

*а* — образование вулкана на своде, поднятом над уровнем моря, *б* — обрушение свода и погружение вулкана на дно моря, *в* — регрессия моря и размыв вершины вулкана, *г* — трансгрессия моря и отложение морских осадков на выровненной вершине вулкана.  
1 — жерловая экструзия; 2 — туфы; 3 — морские отложения

лифа. Марокканские вулканы поднимаются на коралловых известняках верхнемиоценового возраста. Значительную морфологическую роль играют вулканы в восточной части Рифа. Они образованы в период, когда после ранне-среднемиоценового тектонического сжатия и шарьяжных перемещений в субмеридиональном направлении наступила эпоха верхнетортонского растяжения. В это время действовали вулканы Фас-Тарф, Бу-Зизи, Туругу. Ранее всех образовался Рас-Тарф — его потоки лежат несогласно на ранне-среднемиоценовых отложениях; деятельность происходила в мессинии и прекратилась в конце его, после чего лавы были перекрыты известняками верхнего мессиния и нижнего плиоцена. Другие вулканы района интенсивно извергались во время, переходное от тортона к мессинию.

Древние центры извержений были расположены севернее Африканского побережья — в рифтовой зоне древнего материка, погружившегося на дно Средиземного моря.

В восточной части Средиземного моря вулканические массивы распространены на Кипре и в Анатолии (северной и южной), развиты в Эгейском море и в северо-восточной части Средиземного моря.

Эгейское море, занимающее область опущенного герцинского срединного массива, в целом мелководно, отличаясь дифференцированным строением дна, сложенного множеством горстов и грабенов — остатков раздробленного на блоки массива. Этим объясняется глыбовое строение крутосклонных островов, разделенных впадинами грабенов различной формы и глубины, созданных неотектоническими движениями в плиоцен-четвертичное время.

В отличие от структуры «шахматной доски» Эгейского моря, впадина Критского моря отличается выровненным дном и глубинами до 2531 м. Впадина является фронтальным желобом Кикладской островной дуги и образована в результате развития субширотных альпийских складок Средиземноморского пояса. По направлению к внутренней дуге кривизна дуги увеличивается, а широтное простиранье внешней дуги становится перед глыбовой структурой дна Эгейского моря более сложным. Множество островов образуют останцы разбитой цепи Динарид, соединяющийся с Тавром через Крит и Родос. Они вытягиваются в виде островной дуги, на внутренней стороне которой расположены четвертичные вулканы. В этом месте вулканическая островная дуга пересекает Динарскую цепь и протягивается от Арголидского залива к Нисиросу с активным в историческую эпоху вулканизмом. В вулканическую островную дугу входит ряд действующих и потухших вулканов островов Спорад, Кос, Яли, Милос, Нисирос, Тира, Санторин (рис. 26). Эта дуга с юга обрамляет раздробленный и опущенный западный фланг Мендересского срединного массива на протяжении 600 км от Греции до Малой Азии. Структурная схема Эгейской островной дуги отличается не расположением гирлянд островов, как это характерно для тихоокеанских окраин Азии,

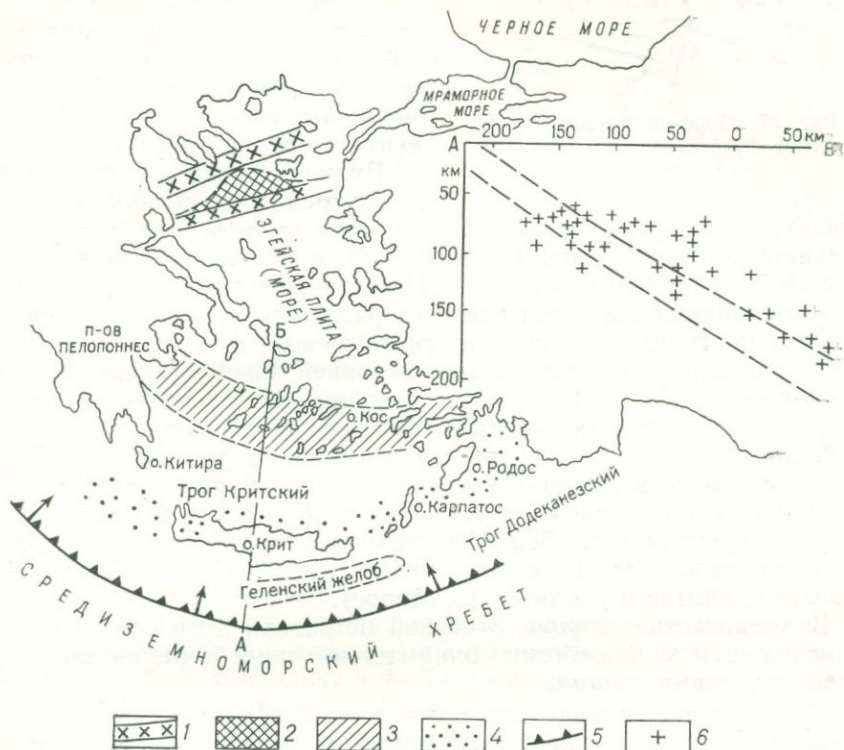


Рис. 26. Схема островных дуг Эгейского моря.

1 — северный Эгейский трог; 2 — северная сейсмическая зона Эгейской плиты; 3 — внутренняя дуга (вулканическая); 4 — внешняя дуга (не вулканическая); 5 — южная зона Беньюфа (стрелки — направления сжатия); 6 — гипоцентры землетрясений; АБ — сейсмический профиль

а морфологической впадин, положением сейсмического фронта вдоль невулканических островов к югу от вулканической внутренней дуги и гравиметрическими данными; положение глубоководного Геленского желоба к югу от о. Крит и горстов Тавдос и Хриси дополняет глыбовую структуру внешней дуги. Характерен контраст между опусканием внутренней островной дуги (местами наблюдается опускание ниже уровня моря) и поднятием внешней дуги. Поднятые морские террасы по периферии о. Крит служат свидетельством четвертичного воздымания внешней невулканической дуги.

Морфологические черты подтверждают асимметрию Критского горста, рассеченного радиальными к дуге сбросами в виде «крыши», полого падающей по направлению к Эгейскому морю и резко оборванной к югу сбросом к Ливийскому морю. Вершинами асимметричного неотектонического горста являются острова Крит, Южный Пелопоннес, Китира, Карпатос, Родос (рис. 27). Крупные возвышенности восточной части Средиземного моря, параллельные Критской островной дуге, разделяют две депрессии — Геленскую



Рис. 27. Морфологическое соотношение Эгейского и Ливийского морей

на севере и Африканскую на юге. Эгейская дуга по геленскому желобу надвинута на погруженные окраины континента Африки, с опрокидыванием складок фундамента островной дуги к югу. Вулканическая деятельность во внутренней островной дуге начинается в миоцене на рубеже мессиния-плиоцена. Фундаментом вулканов являются глыбы складчатых мезозойских пород, перекрытых неогеновыми осадками. При этом вулканы большей частью не венчают поднятия глыб, но расположены у их внутреннего края на границе со срединным массивом, лежащим севернее. Погружаясь под Эгейское море с внешней зоной островной дуги, ограниченной с юга Геленским желобом, во фронтальной части внешней дуги проходит сейсмичная зона, аналогичная тихоокеанской зоне Беньофа, с погружением пояса землетрясений под плиту Эгейского моря в северо-восточном направлении. В соответствии с тихоокеанской «моделью» по направлению к северо-востоку по мере погружения зоны Беньофа увеличивается содержание  $K_2O$  в лавах вулканов. Это известково-щелочные лавы с преобладанием андезитов-дацитов и риолитов (о. Минос).

Вулканические острова Эгейской островной дуги сопряжены с образованием этой системы, окаймленной желобами, связанными с сейсмическими зонами.

Морфологию вулканических построек Эгейских островов определяют кальдерные и кратерные впадины на фоне обычного рельефа плато, сложенного туфами и пемзами и прорванного вулканическими риолитовыми куполами — о. Костри — купол (возраст 2,7—1,6 млн. лет), а также средне-позднеплейстоценовые туфовые плато. Острова Милос, Санторин, Додеканез покрыты пемзами извержений доисторического времени.

Остров Милос образован метаморфическим фундаментом, перекрытым толщей осадочно-пирокластических пород риолитового состава, пронизанной стекловатыми риолитовыми куполами. Выше залегают покровы вулканических брекчий, на которых возвышаются два вулкана, сложенных известково-щелочными лавами и туфами. О. Санторин — подводная кальдера, созданная извержениями плинианского типа (18 тыс. лет и 1470 лет до н. э.).

Вулкан Санторин лежит в зоне пересечения древних и молодых разломов разнообразных тектонических структур, разделенных зоной тектонического шва, протягивающегося вдоль цепи действующих и потухших вулканов (рис. 28).

Ряд вулканов Киклад плиоцен-четвертичного возраста (Кришонги, Метана, Эвгина, Порос, Милос, Санторин, Нисирос) образуют дугу, параллельную Эгейскому прогибу, на расстоянии 200 км от него. Западный фланг Эгейской дуги примыкает к п-ову Пелопоннес. Здесь серия островных горстов, сложенных меловыми породами, увенчана вулканами (Порос, Милос и др.). Поперечный

ряд к Эгейской дуге образуют потухшие вулканы Тилос (657 м), Канимос (679 м). В основе вулканических сооружений плиоцен-четвертичного возраста лежат обычно пелловые и игнимбритовые покровы, образующие плато (о. Лесбос). Острова Эвгина и Нисирос сложены базальтами, на которых последовательно лежат серии: а) андезито-базальты — риолито-дациты; б) базальты, андезиты; в) риолито-дациты, перекрытые плиоценовыми и четвертичными пемзами и туфами. Вулканическая активность охватывает период от олигоцена до ныне. Неоген-четвертичная вулканическая область Малой Азии, лежащая на внешнем краю горной дуги Большого Тавра, протягивается от Средиземного моря к оз. Ван в Армению. Вулканизм в верхнем миоцене — нижнем плиоцене был синхронен с аналогичной фазой излияний в Средиземноморском районе, поскольку дуга Тавра смыкается на западе Анатолии с островной дугой Эгейского моря.

Одновременно с активизацией вулканизма островной дуги Эгейского моря происходило поднятие Анатолийского срединного массива и опускание многочисленных впадин, служащих бассейнами для озер. Таким образом, сопряжены две различные структурные зоны одновозрастного вулканизма, находящиеся в различных условиях кинематики вулканической деятельности и поставляющие лавы различного типа. Они принадлежат к разным стадиям орогенеза — во внутренней системе Тавра вулканизм от позднего до посторогенного (известково-щелочной — щелочной), а в островных дугах — постгеосинклинальная стадия подводного орогенеза.

Новейшие излияния в Малой Азии имеют своеобразные черты: игнимбриты и туфы больших объемов образовали обширные горизонтальные лавовые плато; пирокластические потоки, достигавшие неогеновых озер, впитали их воду и приобрели плотность игнимбритов. При эрозии в этих туфах образовался ландшафт хаотических руин Каппадокии (Турция), Сисиана (Армения), Вардзии (Грузия); в туфах были высечены пещерные жилища и храмы.

В западной части Центральной Анатолии вулканическая деятельность в грабене равнины Афьен происходила на палеозойском и мезозойском фундаменте Тавра, складки которого опрокинуты на север и образуют расчлененный эрозионный рельеф, перекры-



Рис. 28. Морфология кальдеры Санторин с возрастом извержений по  $^{14}\text{C}$  (по Фридриху, 1977 г.)

1 — кольцевой остров, покрытый серией пемз; 2 — молодой вулкан, образованный послеминийскими извержениями (3,5–13,0 тыс. лет)

тый игнимбритовой толщей до 300 м мощности на площади 5 тыс. км<sup>2</sup>.

Игнимбриды плиоценового возраста перекрыты основными лавами верхнего плиоцена—плейстоцена, переслаивающимися с озерными отложениями. Игнимбриды сходны со спекшимися туфами оз. Тобо на Суматре и по механизму извержения, очевидно, близки к пепловым туфам типа Пеле и экструзивным куполам пелейских извержений. Купола Эренлердага—Аладжадага засыпаны веерообразными короткими и мощными потоками брекчий и грязевых потоков. В массиве Хасандаг встречаются значительной длины потоки пепловых туфов. Восточнее, на игнимбритовых плато и на дне оз. Конья (на западе) широко распространены шлаковые конусы на плато четвертичных базальтов. Вулканы окаймляют Галатский массив, а центральные его части свободны от лав.

Деятельность крупного вулкана Эрджияс относится к четвертичному времени. Продукты начальных извержений — дациты, риолиты сменились в плейстоцене более средними лавами (андезиты, латиты, базальты). Наиболее поздние излияния — кислые обсицианы, витрофировые лавы и четвертичные базальты. В результате образовано громадное вулканическое сооружение, характеризующее ландшафт стратовулканов, подвергнувшихся эрозии и вследствие большой вязкости лав отличающихся сложным аккумулятивно-денудационным рельефом. Кратерные пробки, обнажившиеся при избирательной эрозии, являются одной из живописнейших черт Внутренней Анатолии. На относительно древнем вулканическом фундаменте (миоцен) насажены плиоценовые и четвертичные вулканы у подножия Восточного Тавра. Самый величественный из этих вулканов — гора Эрджияс (3916 м), действовавший еще в историческое время. Другие вулканические массивы встречаются на юго-западе (Азан-Даг, Караджа-Даг).

Центральные излияния создали на плато стратовулканы со стромболианским типом излияний. Эти полигенные вулканы андезитового типа сопровождались экструзивными конусами и небольшими эруптивными вулканами извергшими шлаки (туф, пепел, лапилли, бомбы); извержения позднечетвертичного возраста продолжались до голоцена. Начало голоцена — новый вулканический пароксизм. Новейшие лавы вокруг крупных глубинных разломов — базальты из глубоких вулканических очагов.

Южнее Арарата лежат вулканы Тундурек и Немруд, сохранившие fumaroles. Вулканом Немрудом образована запруда озера после извержения 1441 г., действуют fumaroles, сольфатары, маффеты.

Самым молодым в Армянском нагорье является вулкан Тундурек, между г. Б. Арарат и оз. Ван. По сообщению армянских летописцев, последнее извержение его произошло в 1441 г. Новейшие тектонические движения на Большом и Малом Кавказе сопровождались вулканической деятельностью и вулканотектоникой, создавшей рельеф вулканических сооружений и крупных депрессий.

На Малом Кавказе после периода понижения геоморфологического уровня, связанного с опусканиями в нижнем сармате, сопровождавшимися ингрессиями моря, начались сводовые поднятия в зонах прогибов. Дифференцированные движения по разломам сопровождались вулканизмом в сводовых трещинных зонах растяжения. Начало неогеновой вулканической деятельности на Малом Кавказе датируется средним сарматом, когда развивается преимущественно субэаральный вулканизм неовулканического пояса Альпийской системы.

Армянское вулканическое нагорье — часть нагорья, уходящего в Анатолию до Анкары и перекрывающего пенеппенизированные горы Тавра и Малого Кавказа, покрытые мощным плащом вулкаников. Вулканическая область состоит из трех частей: 1) Южно-Грузинское нагорье — Арсианские горы, Ахалкалаки (Южная Понтийская система); 2) Центральное Вулканическое нагорье — от Коппадокии — Карское плато, Арагац — Гегамское нагорье, Сиюнское (Зангезур); 3) Южное Вулканическое нагорье — Турецкая Армения (оз. Ван, Урмия, р. Евфрат).

Раннеорогенные области вулканизма лежат в поясах мощного расширения земной коры и сопряженного с ним вулкано-тектонического опускания, приуроченного к срединным массивам в области альпийского складчатого пояса. Поэтому на Малом Кавказе горные хребты, окаймляющие вулканическую область, имеют значительно более высокие отметки, чем расчлененный горный рельеф в пределах вулканического пояса. При этом внешние по отношению вулканического пояса горные хребты имеют тенденцию опрокидывания на соседние платформенные участки или срединные массивы. К числу таких хребтов на Малом Кавказе относится Аджаро-Триалетский хребет, лежащий севернее вулканического нагорья Джавахетии и опрокинутый (надвинутый) на Куринскую плиту. На Малом Кавказе новейшие тектонические движения носили дифференцированный характер, хотя и отличались меньшими амплитудами вертикальных перемещений, чем на Большом Кавказе. Это отличает раннеорогенный тектонический этап, для которого характерно широкое развитие покровных вулканических излияний неоген-четвертичного времени. Они несогласно наложены на древние складчатые структуры, что обусловлено ролью новейших субмеридиональных поперечных транскавказских поднятий. Этот вулканический пояс, возникший в связи с новейшей тектоникой, имеет наибольшую ширину в районе Транскавказского поперечного поднятия (Арагац—Арабат) и вытягивается к юго-востоку и северо-западу.

Неогеновые вулкано-тектонические депрессии Малого Кавказа были связаны с обрушениями типа грабен-синклиналей или вулканических трогов, заполненными вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами.

Мощные вулканические сооружения и лавовые покровы, слагающие Армянские и Южно-Грузинские вулканические области, образуют несколько генераций вулканогенного рельефа. Вулкани-

ческие щитообразные массивы, с насаженными на них разнообразными вулканами плиоценового и четвертичного возраста, на юго-западе слагают своды, вытянутые в субмеридиональном направлении (Южно-Грузинское, Джавахетское нагорье), а на юго-востоке — в субширотном и северо-западном (Гегамское, Варденисское, Горнское плато).

Вулкано-тектонические сводовые поднятия — Абул-Самсарское, Гегамское, Арагацкое, Синюкское — имеют раздробленный древний фундамент, состоящий из глыб, частично поднятых, а местами глубоко опущенных в виде грабенных. Эти блоки, перекрытые лавовыми излияниями, образующими обширные нагорья, в опусканиях фундамента заполнены мощными вулканическими толщами.

Неравномерное блоковое поднятие в основании вулкана Арагац вывело на его северных склонах блоки фундамента на высоту 200—250 м в виде выступов над дном кальдеры Арагаца, в то время как на южных склонах фундамент опущен на глубину около 2 км. Помимо того, что глубинная структура не везде отражается в рельефе вулканических сооружений, современные тектонические движения не соответствуют молодым формам рельефа. Ряд котловин у подножья крупных вулканов опускаются лишь вдоль окраин, заполняясь молассами, в то время как в центральных частях фундамента их приближается к земной поверхности и образует горстовые выступы (Волчи ворота в Араратской котловине).

Общим стилем развития неогеновой вулканической деятельности являлась ее связь с обширными опусканиями области будущего вулканизма и стадийным развитием крупных вулкано-тектонических сводовых поднятий. Однако реальные связи структур фундамента с вулканическим рельефом осложняются различными структурными условиями вулканической деятельности разных типов.

В Абул-Самсарском хребте у подножья вулкана Большой Абул выходит эоценовый фундамент, также выступающий на Ахалкалакском нагорье. Эти выходы фундамента на различных гипсометрических высотах являются частью горстовых поднятий.

Отмечаются этапы выравнивания рельефа: 1) тортон — нижний сармат; 2) начало позднего плиоцена (акчагыл).

Реликты поверхностей выравнивания перекрыты вулканическими покровами, изливавшимися во время дифференцированных новейших тектонических движений при сводово-глыбовом поднятии Закавказского нагорья (Армянское, Южно-Грузинское).

Сравнительно с поднятием Большого Кавказа, Малый Кавказ воздымался с меньшей амплитудой. Горные цепи Кавказа на севере сложены юрско-меловыми геосинклинальными отложениями, образующими верхний ярус рельефа, на котором не происходило массовых вулканических процессов. Структура этих хребтов не конформна их геоморфологическому облику: хребты имеют синклиновые структуры, а разделяющие их долины — антиклинорные структуры.

Центрально-Армянские горные системы, являются фундаментом неогенового вулканизма. Речные долины в них построены согласно избирательной эрозии, подчиненной тектонике и литологии горных пород. При этом наблюдается система эшелонированных хребтов, сдвинутых по разломам, перпендикулярным к их строению. Отмечаются надвиги палеозойского фундамента, прослеживающиеся с севера на юг по направлению к зоне прогиба земной коры. При этом гидрографическая сеть использует сдвиговые разломы, согласно которым происходят коленообразные искривления речных долин, ранее следовавших параллельно горным хребтам субширотного направления. Современные речные долины проходят перпендикулярно к направлению хребтов.

К ранней генерации морфоструктур относятся олигоцен (?) -верхнемиоценовые излияния (верхний сармат). Субмеридиональное вулканогенно-тектоническое поднятие сопровождается вулканической деятельностью с верхнего миоцена — с излияниями базальт-андезит-дацит-риолитовой и шошонитовой серий, представленных рядом вулканических построек. Лавы фиксируют олигоцен-миоценовые пенеплены. Формация долеритовых базальтовых покровов, лежащая в основании годерзской свиты, бронирует древнюю выровненную поверхность среднеолигоценного возраста. В конце миоцена (меотис—понт) вулканогенно-осадочный рельеф верхнего олигоцена — раннего миоцена подвергался неоднократному расчлениению и перекрывался вулканитами.

Вулканогенные комплексы верхнего миоцена — нижнего плиоцена сложены липарито-дацитами и андезито-дацитами (годерзская, вохчабердская свиты); в среднем плиоцене преобладают андезиты, в верхнем плиоцене и плейстоцене — базальты, андезито-базальты.

Фундаментом отложений вулканических пород годерзской свиты являются интенсивно дислоцированные мел-палеогеновые геосинклинальные отложения в синклинальных депрессиях (типа Ахалцихской), перекрытые опресненными олигоценовыми осадками и континентальным нижним — средним миоценом. В ряде районов поднятие в вулканическом поясе началось с меотиса, когда произошло общее воздымание Кавказа. Соответственно с этого времени начались и вулканические излияния. Следовательно, можно говорить о многофазности извержений, сопряженных с тектоническими движениями.

Вулканические покровы и туфы годерзской свиты верхнемиоценового возраста подверглись складкообразованию, как и озерные отложения в депрессиях у подножия этих вулканических нагорий. Пенепленизированный верхнемиоценовый рельеф разделен на сводовые поднятия — прогибы.

В плиоцене — начало нового импульса тектонических подвижек — вулканических пароксизмов, сопровождалось трещинными излияниями — мощные базальтовые покровы образуют вулканотектонические своды щитовых вулканов; андезито-базальты — ба-

зальты переслаиваются с пирокластикой, туффитами, агломератами.

Этапы вулканических пароксизмов состоят из чередования излияний трещинного типа (покровы) и центрального (потоки).

В результате излияния покровов на слабо расчлененном рельефе пенепленов были образованы лавовые плато — Армянское, Эрзерумское, Ванское, Ереванское, Котайское, Октемберянское — широкие плоскогорья. Расчленение выровненных поверхностей чередуется с новыми излияниями лав. Их взаимоотношения очень усложняются вследствие чередования поднятий, излияний, размыва новых поднятий и т. д.

Лавовые покровы плиоценового возраста легли несогласно на эродированные пологие складки, в которые сложены верхнесарматские толщи (мощные годерзская и вохчбердская толща). Излияния долеритов происходили на крупных вулканотектонических сводах — Джавахетском, Арсианском, Гегамском, Арагацском. Мощность долеритов увеличена в долинах, где число покровов больше, чем на поднятиях. В опущенных блоках верхнеплиоцен-четвертичные излияния нивелируют рельеф лавовыми покровами андезито-базальтового состава, а среднечетвертичные — андезитовыми, андезито-дацитовыми, базальтовыми покровами.

Лавовые плато верхнеплиоценовых и более молодых долеритов и базальтов смяты в пологие волнообразные валы, гряды и купола, прорезанные глубокими каньонами. Встречаются солянокупольные структуры, образованные за счет выжимания миоценовой подлавовой соленосной формации. Позднеплиоцен-плейстоценовые формы рельефа в сводовых вулканических хребтах сложены андезито-дацитовыми лавами.

Для верхнеплиоценового — антропогенного вулканического цикла Большого и Малого Кавказа характерны излияния базальтов и андезито-базальтов, сформировавших лавовые плато у прогнутых подножий субмеридиональных горных хребтов, увенчанных стратовулканами, сложенными андезито-дацитовыми лавами.

Наиболее крупные вулканы плио-плейстоценового цикла (Арагат, Арагац, Абул, Самсар, Казбек, Эльбрус) лежат в Транскавказском близмеридиональном поднятии. Вулканизм Транскавказского поднятия продолжается на Большом Кавказе и в Рионской межгорной депрессии (рис. 29).

На Большом Кавказе вулканизм связан с высокоподнятыми геоморфологическими уровнями извержений и локализуется в виде центральных извержений вулканов андезито-дацитового типа.

В новейшей структуре Большого Кавказа важную роль играют продольные и поперечные разломы, являющиеся рамой крупных вертикальных поднятий. В пределах структурных границ продольных и поперечных разломов находятся крупнейшие вулканические сооружения новейшего вулканизма — верхнеплиоценовые и четвертичные вулканы Эльбрус, Казбек и Кельское вулканическое нагорье, сложенные андезитами, дацитами и риолитами.



Рис. 29. Вулкан Эльбрус. Лавовые потоки облекают древний фундамент

В поперечном поднятии Большого Кавказа, форсирующем вулканизм, северная ветвь вулканического пояса представлена Эльбрусским вулканом и лежащими восточнее Нижне-Чегемскими покровами игнимбритов. В центре, на переломе к резкому структурному погружению хребта к востоку, возвышается Казбек и прилегающие к нему однотипные андезито-дацитовые вулканы. К югу от Казбека на своде краевого хребта лежит Кельское плато со спускающимися с него громадными андезитовыми потоками (Атлас вулканов СССР, 1959 г.).

Четвертичное тектоническое поднятие форсировало новый вулканизм. Четвертичные излияния центрального типа образуют лавовые потоки по долинам рек с длиной до 20—40 км. Потоки загроужали древнюю гидрографическую сеть, образуя запрудные озера (Арагатское, Ленинанканское, Севанское, Ванское, Урмия).

Гегамский, Варденисский и Абдул-Самсарский хребты — это горные вулканические сооружения, несущие постройки, созданные очень молодым вулканизмом; лавовые потоки и шлаковые кону-

сы совсем не затронуты процессами эрозии и ледниковой деятельности. Гегамский и Варденисский хребты обрамляют впадину озера Севан. Главный этап образования впадины оз. Севан обусловлен запрудой, созданной базальтами у села Лчашен. Последний этап формирования котловины оз. Севан связан с излияниями верхнеплейстоценовых лав вулканов северо-западной части Гегамского нагорья, залегающих на долеритовых базальтах.

Дифференциальные вертикальные тектонические движения в постплиоцене подняли крупные вулканические массивы орогенных областей выше уровня снеговой линии. Сопровождалось ли это поднятие вулканической деятельностью или произошло после ее завершения? Эта проблема иногда может быть решена на основе перекрытия четвертичных форм ледникового рельефа продуктами вулканических извержений. Значительную роль в морфологии рельефа вулканических сооружений Армении (Малой Азии и Малого Кавказа) сыграло оледенение четвертичного времени. Отмечается четырехкратное оледенение (гюнц—миндель—рисс—вюрм). Ледники разъедали карами вершины вулканов. Так, Арагац, Гегамское нагорье — крупные экстрозивные формы рельефа Аждаак и другие купола — расчленены карами и трогами. Несколько генераций вулканогенного рельефа созданы верхнеоген-четвертичными фазами вулканизма, неоднократно перестраивавшими морфологию вулканических ландшафтов.

Помимо региональных форм рельефа подвулканического фундамента (например, Транскавказское близмеридиональное поднятие), местные палеогеоморфологические условия определялись морфологией речных долин, погребенных под вулканические отложения и омоложенных повторной эрозией. Так, палеодолины рек Раздан, Косах, Дебетчай, Гертер и других были в процессе вулканизма на прилегающих к ним нагорьях заполнены молодыми лавовыми потоками и вновь глубоко эродированы реками.

## **МОРФОТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМ**

### **Африка**

**Общие проблемы морфогенеза.** С конца герцинского орогенеза у континентальных окраин Западной Африки преобладали вертикальные тектонические движения. Мезозойские бассейны развивались на шельфах континента, образуя пояса по периферии древних палеозойских массивов. Эти сбросовые бассейны возникали как грабены в пермо-триасе, юре и до середины мела. Обрушение континентальной коры по разломам, параллельным современным континентальным окраинам, формировало структуры разных типов в зависимости от масштаба процесса. Самые крупные обрушения создавали на обширных пространствах океанические впадины, континентальная кора разрушалась и происходила регенерация базальтовой океанической коры. Этот процесс океа-

низации захватывал в различное время континентальные структуры, находящиеся на разных стадиях геологического развития. На этом фоне происходило формирование рифтогенных структур, входящих под углом в континентальные блоки и образующих геосинклинальные трог, авлакогены, рифтовые долины.

Начало обрушения с понижением ГУВИ на окраинах Африканского щита происходило 190—170 млн. лет назад. Обрушение сопровождалось массовыми излияниями долеритовых базальтов, перекрывающих комплекс платформенных отложений девонского возраста и в свою очередь перекрытых нижнемеловыми прибрежно-морскими отложениями [38]. Прогресс, образованные в начале мела, относятся к авлакогенам. Иногда они развивались телескопированно под углом к окраине континента (Камерунский авлакоген). Осадкообразование в грабенах окончилось в среднем мелу (аптская трансгрессия), а многогеосинклинальный режим продолжался. Различие процессов обрушения на пассивных (атлантических) и активных (тихоокеанских) окраинах континентов заключалось в том, что обрушенные пассивные окраины активизированных вулканизмом континентальных платформ при понижении их ГУВИ продолжали свое геологическое развитие в качестве океанических платформ или эпиплатформенных структур (авлакогенов, рифтов). Активные окраины платформ продолжали вслед за понижением ГУВИ свое развитие как геосинклинально-орогенные структуры. Это свидетельствует о значении понижения ГУВИ как геодинамического процесса, «омолаживающегося» в ходе активизации и приобретающего новый энергетический импульс.

В Тихом океане обрушению подвергался на разных этапах весь геосинклинально-орогенный ряд структур, начиная от островных дуг и кончая орогенами, параллельными окраинам Америки [29]. В Атлантическом и Индийском океанах расширение акваторий сопровождалось обрушением окраин Африки, Индии, Австралии и было наложено на разные стадии эпиплатформенного и эпигеосинклинального орогенеза. При этом, как отмечает А. Ю. Юнов, процессы перехода континентальной коры Африки в океаническую происходили более резко в широтно ориентированных зонах и более постепенно в меридиональных.

Современная структура пассивных побережий континентальных платформ отличается резким контрастом между континентальной и океанической корой, в то время как в зонах активных тихоокеанских побережий существует широкая переходная зона, в которой нет резкого различия между корой континентального и океанического типа. Это позволяет считать, что геодинамические условия перехода континентальной коры в океаническую в этом случае «смазываются» наложенным геосинклинально-орогенным процессом, создающим переходные, соответствующие этому процессу, типы земной коры. При обрушении окраины древней платформы резкая океанизация континентальной коры является следствием ее погружения на низкий ГУВИ и затопления массо-

выми базальтовыми излияниями. Однако в этом процессе много неясного и загадочного.

О сопряженности развития структур окраины материка и прилегающих частей Атлантического океана свидетельствует продолжение альпийского пояса складчатости в западном направлении на дне Атлантики, а также погружение в юго-западном направлении Камерунского авлакогена и формирование ряда вулканических островов, простирающихся вплоть до о. Св. Елены.

Следует подчеркнуть, что активизация окраинно-континентальных структур приводит к их глубокому погружению на дно с преобразованием континентальной коры в океаническую независимо от типа исходных структур и мощности земной коры. В первую очередь об этом свидетельствует единство петрохимических характеристик неоген-четвертичных вулканических поясов, наложенных на гетерогенные структуры. Ведущим оказывается общий региональный тип структур (платформенные, орогенные), в зависимости от которого находятся тектоно-магматические процессы, продолжающие «общую линию» развития региона.

На Африканском континенте вулканизм был связан с вулкано-тектоническими купольными и сводовыми поднятиями, с которыми были сопряжены рифты и авлакогены, продолжающиеся на дне океана. Базальтовые вулканические поля в северной Сахаре занимают площадь более 45 000 км<sup>2</sup> и по возрасту относятся к позднеплиоценовым и четвертичным излияниям. Эти излияния происходили в рифтовых долинах, захватывающих север Африки и восточную рифтовую зону и связанных с пересекающей сетью разломов, продолжающихся по направлению к крупным сводовым и купольным поднятиям Западной и Центральной Африки. В этой области Африканского свода крупные купольные поднятия центральных вулканов (Тибести, Ахаггар) на флангах несут систему радиально расходящихся рифтовых депрессий. Если в высоких сводах магма порождает дифференцированные серии лав, то по мере понижения ГУВИ, к окраинам континента, преобладающее значение приобретают излияния базальтового типа, а в зонах обрушения в подводных рифтах Средиземного моря и Атлантического океана доминируют толеиты.

Молодой вулканизм связан с огромным сводом Ахаггар, где останцы базальтовых плато лежат на горстах, поднятых до высоты 2 км. Базальтовые плиоцен-плейстоценовые вулканы щитового типа перекрывают архейский и палеозойский фундамент нагорий Дарфур и Байюда, а заключительные фазы вулканизма образовали шлаковые конусы, маары и потоки щелочных базальтов. Для крупных сводовых поднятий характерны излияния пемз и кислых игнимбритов первых фаз вулканизма и трахибазальтов, перекрывающих нижние пирокластические комплексы. К югу от Ливийской пустыни в восточном направлении увеличиваются масштабы новейшего вулканизма, связанного с поднятием и расколами кристаллического фундамента. В восточном Вади известны небольшие возвышенности, сложенные вулканическими породами,

но в Дарфуре у 13° с. ш. высится громадный вулканический массив Джебель-Мара. Он поднимается над расчлененными кристаллическими породами пенеплена на высоту более 2 км, образуя конусы потухших вулканов, сложенные трахитами. Наибольшей высоты (около 3087 м) достигает вулкан Джебель-Нрунья с кратерными озерами диаметром 5—6 км, лежащими на высоте 1450 м. Вулканы нагорья Дарфур прошли полный цикл структурообразования от щитовых конусов до кальдер (Джебель-Мара, 3088 м), увенчивая своды древнего фундамента. Вершина Атахора (3003 м) на плато Тахат является горстом с эродированным остатком купола, сложенного трахибазальтами. Мелкие трахитовые конусы плиоцен-плейстоценового возраста сохранились на плато. Нагорье вулканов Эль-Харудж является сводом (300×25 км) поднятым до высоты 1180 м и покрытым потоками щелочных базальтов, изливавшихся из шлаковых конусов по окраинам кальдеры. Северо-восточнее, в излучине Нила, и на плато, сложенном песчаниками, расположены многочисленные четвертичные вулканы. Юго-восточнее Белого Нила молодые вулканические покровы развиты на пенеплене вплоть до подножья Абиссинского плато. Отдельные вулканы достигают высоты 1350 м. Вулканы Нижнего Египта сложены базальтами эффузивных и смешанных излияний. Помимо лавовых потоков севернее Эль-Файюма и к северу от Каира, обусловленных трещинными извержениями, известны мелкие потоки из шлаковых конусов и различного типа маары, а также фумарольная и гидротермальная деятельность.

В центральной части Ливии вулканические базальтовые плато имеют характерное распределение потоков, связанное с концентрическими трещинами.

Вся история позднемезозойского геологического развития окраины континента была связана с опусканиями глыб на дно Атлантического океана. Комплекс древнего фундамента погружен, по данным сейсморазведки, не менее чем на 3 км. Здесь выявлен крутой прогиб докембрийского фундамента, в котором известны мощные толщи, накопившиеся по крайней мере с позднего мела. Континентальный уступ западной Африки, отличающийся на значительном протяжении прямолинейностью и близостью глубоководных участков океана, имеет сбросовое происхождение. Здесь известны интрузии и дайки долеритов домелового возраста с простиранием, близким к направлению береговой линии, и, вероятно, связанным с прибрежными флексурами.

Кайнозойский вулканический пояс Камеруна контролируется древними линеаментами, активизированными в мезозойское время континентальными разломами и новейшими разрывами. Разлом Камерун — связующее звено между океанической платформой (талассократоном) и Африканским щитом и после обрушения части Африканского континента и образования океанической платформы продолжал оставаться активной вулcano-тектонической структурой, подчеркивающей принципиальное сходство про-

цессов вулканизма на континентальных и океанических платформах. В результате орогенеза в этой части дна Атлантического океана образовался Гвинейский порог, являющийся отрогом срединно-океанического хребта.

Для новейшего этапа развития Гвинейского поднятия было характерно заложение глубоких разломов, вызвавших дислокации верхнемеловых осадочных пород на материке и формирование подводных вулканов. Последующие движения по разломам образовали поднятия дна океана в Гвинейском заливе с подводным рельефом хребтов и долин. Морфология Гвинейского поднятия свидетельствует о его истории, независимой от Срединно-Атлантического хребта, как блока древней Африканской платформы, опущенной на дно Атлантического океана. Наиболее характерными формами рельефа Гвинейского поднятия являются вулканические острова и крупные подводные горы. Их линейное расположение указывает на генетическую связь этих форм рельефа с разломом Камерун.

Камерунский вулканический пояс принадлежит к зоне эпиплатформенной активизации, которой были захвачены континентальная и океаническая платформы на протяжении более тысячи километров. Пояс пересекает дно Гвинейского залива и край Африканского щита, протягиваясь к юго-востоку от озера Чад. На континенте это область глубокого погружения докембрийского фундамента, расширяющаяся в сторону океана и вздымающаяся к северо-востоку. В этом отличие Камерунского авлакогена от Африканских рифтов, образованных на сводообразном докембрийском фундаменте. В Камерунском грабене преобладают тенденции погружения фундамента, определяя его структурное сходство с авлакогеном. Камерунская впадина, связанная с этим погружением фундамента, ограничена крутыми сбросами с амплитудой опускания по ним до 1 км. Эта поперечная к границе континента система разломов северо-восточного направления была заложена в мезозойскую эпоху в период деструктивных обрушений при образовании Атлантического океана.

Вулкан Аннобон в ряду Камеруна, выступающий далеко в океан, расположен на субокеанической — вторичной редуцированной океанической коре. Основные его характеристики сопоставимы с аналогичными по структурному положению вулканами Канарских островов, лежащих частично на океанической, частично на континентальной коре (рис. 30).

С Камерунским авлакогеном, вероятно, унаследовавшим направление одного из деструктивных разломов, сопряжена группа расположенных вдоль него вулканических островов. Среди них о. Фернандо-Пу, отчлененный от континента неглубоким проливом, по строению фундамента относится к матерiku. Авлакогенная структура продолжается островами Принсипи, Аннобон и Сан-Томе, а на юго-западе подводным хребтом, пересекающим Гвинейский залив, ведет к о. Св. Елены, возвышающемуся на подводном Гвинейском плато у восточного склона Срединно-Ат-

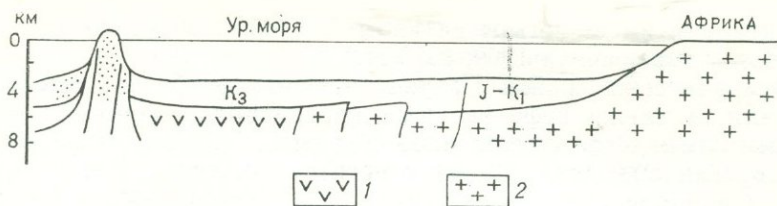


Рис. 30. Структурный профиль о. Аннобон. Африка (по А. Юнову, 1977 г.).  
1 — океаническая кора; 2 — континентальная кора

лантического хребта. Приподнятый над дном океана Гвинейский порог связан с разломами того же направления и соединяется со Срединно-Атлантическим хребтом, разделяя гвинейскую и ангольскую котловины. А. Ю. Юнов [38] отмечает центростремительное обрушение подводного авлакогена Камеруна с севера и юга к его оси. В этом же направлении омолаживаются солянокупольные структуры. Авлакоген в начале мела был заполнен трансгрессивными осадками с нескладчатými позднеаптскими флювиальными и дюнными песками, эвапоритами, морскими известняками (апт-турон) и обломочными отложениями (сенон-миоцена). Для окраин кратона это был эпиплатформенный орогенез, а для орогенных окраин Африки, где он начался в триасе, — эпигеосинклиальный орогенез. Ранее существовавшие континентальные структуры были разрушены и образовалась океаническая кора. Дальнейшее погружение океана происходило в плиоцене и позже. Это подтверждается мелководностью фаций Бермуд, плато Блейк, Рио-Гранде.

Большинство вулканов, связанных с авлакогеном Камерун, относятся к действующим, но сейсмичность этого района на всем протяжении грабена невелика, свидетельствуя о продолжающихся здесь вулканотектонических движениях. Глубина гипоцентров землетрясений около 100 км, что соответствует сейсмичности рифтовых структур континентальных платформ и срединно-океанических хребтов. Грабен морфологически хорошо выражен возле вулкана Камерун, где у побережья Атлантического океана также выявляется молодое поднятие, с проседанием которого связан ступенчатый грабен и кальдеры Эбога и Эленгум. Кальдеры Бамбутос и Маненгубос — не активные вулканотектонические структуры Камеруна возникли при обрушении базальтовых и трахитовых вулканов после мощных излияний трахитов и фонолитов по кольцевым разломам. Были образованы две кальдеры диаметром в 8—13 км за счет выплавления из фундамента анатектитовой магмы и извержения, происшедшего в конце верхнего мела — палеогене.

Стратовулкан Камерун возвышается на меловых и кайнозойских породах у берега моря, образуя эллиптический конус с диаметрами основания 50 и 35 км (объем лав 1400 км<sup>3</sup>). Вулкан Камерун сложен неогеновыми и четвертичными базальтами и

трахитами и имеет четыре активных и девять потухших кратеров (известны извержения 1909, 1922 гг.).

Вулканический район Нгаундере сложен базальтовыми породами, а также нефелиновыми базанитами, тефритами, фоновитами, имевшими подчиненное значение. Соседний разрушенный вулкан Этинде (2000 м) относится по возрасту к позднему мелу (сеноман).

Наряду с образованием Камерунского авлакогена и овальных глыбовых опусканий происходило новейшее четвертичное поднятие с образованием морских террас на Атлантическом побережье, севернее Камеруна. Здесь вулканизм имеет связь с деструкцией Западной Африки, где окраины прогиба сложены руинами вулканов и их корневых даек и некков, достигающих побережья океана у п-ова Даккар и Зеленого Мыса. Этот вулканический пояс прослеживается к островам Зеленого Мыса по дну океана подводными вулканами.

Блоковые останцы разрушения запада Африканской платформы образуют фундамент вулканов кайнозойского возраста, поднимающийся с глубины 3,5—4 км. Следы деструкции Западной Африки здесь являются острова, состоящие из блоков древнего африканского континента. Вулканы поднимаются на фундаменте из верхнемезозойских и эоцен-миоценовых (?) морских отложений. Вулканический рельеф островов состоит из тех же элементов, что и рельеф высоких древних нагорий Африки, — блоков базальтовых плато, щитовых вулканов и кальдер. Связь островов с континентом прервалась в результате крупных опусканий континентальной окраины в плейстоцене. Платформенный вулканизм представлен с наибольшей выразительностью на Африканском континенте. Древняя Африканская платформа испытала в кайнозое наибольшие сравнительно с другими платформами поднятия и дифференцированные вертикальные движения. Сводные поднятия, вулканизм щелочного типа и громадных масштабов рифтогенез выдвигают Африку на особое место как объект изучения окраинно-континентального дробления, сопровождаемого вулканизмом и формированием океанической коры на месте континентальной. Эпейрогеническое поднятие Африки, начавшееся в геологическом прошлом, обусловило общую регрессию моря. За послемииоценовый период на Африканской платформе, поднятой более чем на 1 км, были сформированы высочайшие плато.

В Сахаре островные горы, разбросанные среди пустыни, сохранили остатки древних плато, сложенные метаморфическими породами и осадочными толщами, приподнятыми гранитными интрузиями и прорванными магматическими сериями мезозойского и кайнозойского возраста. Наиболее распространены кольцевые гранитные интрузии (до 25 колец в массиве Аир), образующие куполовидные поднятия. В центральной Африке они сложены в фундаменте докембрийскими формациями, прорванными гранитными интрузиями. Складчатые толщи с почти вертикальным за-

леганием слоев несогласно перекрываются грубозернистыми континентальными песчаниками, не подверженными складчатости, но разбитыми на блоки, моноклинально залегающие под разными углами.

Фундаментом новейших вулканических излияний Восточно-Африканской рифтовой зоны служит денудационный рельеф, сформированный серией разновозрастных поверхностей выравнивания — педипленов. Субстратом рельефа являются древние докембрийские отложения, испытавшие региональный метаморфизм и сложенные породами разной прочности — от гранито-гнейсов до слабо метаморфизованных терригенных отложений.

Денудационные поверхности, выработанные на обширном Восточно-Африканском нагорье, испытывавшем в течение длительного времени сводовое поднятие, согласно разработанной Л. Кингом (1967 г.) концепции, образованы в результате боковой эрозии и отступления склонов возвышенностей. Сформированный таким путем педиплен примыкает к более высокому, ранее выработанному педиплену и образуется несколько ярусов денудационных поверхностей. По возрасту Л. Кинг разделяет следующие педиплены, соответствующие циклам выравнивания: 1) гондванский — триас-юрского времени (средн. триас) — самый древний и наиболее приподнятый, 2) постгондванский — позднемеловой (нижняя юра — ранний мел), 3) африканский — предмиоценовый (поздн. мел — эоценовый), 4) постафриканский — неогеновый (в скобках даны более поздние определения). Образованная таким путем «лестница» педипленов на Бенгальском поднятии имеет пять ступеней. Самый нижний уступ образует береговую полосу и расчленен двумя абразионными террасами. Возможно, эта «лестница» связана с сопряженным поднятием Африканского свода и опусканием Атлантического побережья. Аналогичные по происхождению поверхности предполагаются и на других континентах, но их возраст изменяется, хотя сохраняется однотипная полицикличность с неполной синхронностью развития рельефа.

Геоморфологический цикл развития рельефа сводовых поднятий центральной Африки, выровненных по поверхности кристаллического фундамента, начинается поднятием и расколом свода по сети разломов с пульсационными излияниями базальтов и кислых пород мощных игнимбритовых извержений. Для западной окраины Африки можно говорить о начале геоморфологического цикла развития вулканического рельефа, выразившемся в опускании блоков и прогибов, создавшем авлакогенные структуры и блоковое обрушение атлантического побережья континента, образовавшем понижение геоморфологического уровня. Вулканический контрастный рельеф обрушений на следующем этапе формирования структурного рельефа был началом вулкано-тектонических поднятий, зафиксированных в Атлантическом океане подъемом блоков кристаллического фундамента со дна океана на высоту 2—4 км и новейшим поднятием кайнозойских отложений на 20 м над уровнем моря. Следовательно, вулканическая деятель-

ность на древних блоках Африканского континента проходила в условиях их дифференцированного поднятия со дна океана.

Докембрийское нагорье Тибести севернее оз. Чад отделено на востоке и западе от массивов Ахаггар, Мурзук и других глубокими прогибами, выполненными отложениями палеозойских, мезозойских и более молодых осадочных пород.

Вулканическая деятельность палеогенового, неогенового и четвертичного времени образовала базальтовые плато и лавово-игнимбритовые вулканические горные массивы, достигающие высоты более 3 км. Эти сводовые поднятия — Тибести, Мурзук, Ахаггар, Аир, Энеди, Тенерс подвергались денудации в условиях неоднократных изменений климата. Излияния базальтов разделены на два этапа — среднеэоценовый и верхнеплейстоценовый. Базальты образуют руины щитовых вулканов и платобазальтов, венчающих высокие плоскогорья.

**Морфоструктуры куполообразных и сводовых вулканических массивов.** В массиве Ахаггар к горстовым поднятиям древнего фундамента, разбитого на блоки, приурочены центры новейших излияний базальтов (Адрар, Дирер). Множество различно ориентированных разломов, образуют две крупные системы, преимущественно меридионального простирания. Вдоль разломов проходят зоны милонитизации, с ними связаны выходы докембрийских риолитов и центры излияний базальтов. С неотектоническими сводовыми поднятиями центральной области Африканской платформы были сопряжены трещинные излияния, завершившиеся в четвертичное время образованием щитовых вулканов центрального типа, бронирующих древние породы свода. Лавовые потоки не достигали педиментов, лежащих у склонов массивов Тибести и Ахаггара. Г. Хагедорн (1971 г.), описавший обширные денудационные равнины, окружающие глыбово-вулканического нагорья Тибести, считает, что они были сформированы к концу плиоцена — началу плейстоцена и подверглись переработке в четвертичное время.

Котловина оз. Чад, лежащая в зоне структурного сопряжения вулcano-тектонического поднятия Тибести, рифта Камерун-Бенуа и поднятия Вадаи, является вулcano-тектонической депрессией. Комплекс неоген-четвертичных отложений в котловине сопоставляется с этапами глыбового поднятия прилегающих вулканических нагорий.

Докембрийское нагорье Тибести отделено от массивов Ахаггар, Мурзук и других на востоке и западе глубокими прогибами. На севере массив ограничен клином фанерозойских осадочных пород, а на юге соединяется под неглубоким покровом осадков с более древними докембрийскими породами центральной Африки. В северо-западной части массива Тибести выходит батолит, лежащий вдоль субмеридиональной оси в раме платформенных метаморфических пород, складчатость которых увеличивается к востоку. Массивы Ахаггар, Тибести, Мурзук — купольно-вулканические поднятия, аналогичные Кенийскому и Эфиопскому куполь-

ным и сводовым поднятиям (с центральными вулканическими постройками, кальдерными щитовыми вулканами и рифтовыми структурами, зарождающимися на их склонах (рис. 31).

Рельеф купольных структур на древних щитах формируется под влиянием вулканотектонических поднятий центрального типа, осложненных кольцевыми разломами. Эрозия вскрывает фрагменты древнего фундамента и кольцевые структуры субвулканического типа. На сводах лежат останцы лавовых плато и щитовые вулканы неоген-четвертичного возраста. В кальдерах и вулканотектонических депрессиях расположены минеральные озера.

Вулканическое нагорье Тибести относится к купольным структурам, в основании которых преобладают растягивающие напряжения, связанные с поднятием свода глубинными массами. Сводовое поднятие окаймлено ступенчатыми уступами и увенчано щитовыми вулканами с обширными кальдерами и кратерами. Излияние базальтов первой стадии произошло в кайнозое на северо-востоке массива. В юго-западной части нагорья достигают большой мощности игнимбриты, слагающие обширный щит Тарсо-Тусиде. Их излияние произошло перед двумя последними этапами базальтовых излияний у границы плиоцен-четвертичного времени.

Игнимбриты изливались потоками в огненно-жидком состоянии, переслаиваясь с пемзовыми агломератовыми туфами. Рыхлость игнимбритовых толщ способствует их интенсивной эрозии, а их мощность по мере удаления от центра щитового вулкана уменьшается. Серия базальтов изменила рельеф юго-западной части нагорья, заполнив долины рек восточного направления. Базальтовые покровы, излившиеся из многочисленных жерл, продолжаются на запад от склона массива. На базальтах и игнимбритах Тарсо-Тусиде расположены многочисленные пепловые вулканы. Самые молодые голоценовые базальты заполняли долины рек, перекрывая аккумулятивные террасы.

На высоте около 1200 м среди игнимбритов и туфов в виде отдельных «островов» появляются обнажения песчаника; здесь проходит граница между четвертичным вулканическим ландшафт-

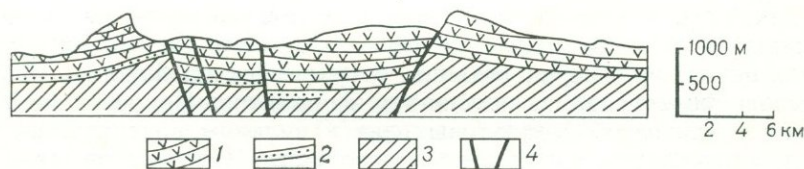


Рис. 31. Кальдера обрушения на своде древнего фундамента. Тибести, Африка (по Р. Винсенту).

1 — вулканические породы (Ng-Q); 2 — осадочные породы; 3 — древний кристаллический фундамент; 4 — разломы

том и более древним массивом Або. Многочисленные кратеры, пепловые и базальтовые конусы покрывают плато базальты.

**Генерации вулканогенного рельефа рифтов.** Перед началом рифтового вулканизма на древних платформах происходили излияния щелочных пород, наблюдаемых в Восточно-Африканской рифтовой зоне. При этом самые древние вулканы приурочены к предмиоценовому педилену, имеющему наиболее широкое распространение в Восточной Африке. Сводовобразное поднятие этой поверхности в дальнейшем явилось полем рифтообразования, происходившего в несколько стадий. Выделяется предрифтовый вулканизм с вулканами центрального типа, образованными в начале неогена. Они формировались на кольцевых щелочно-карбонатитовых субвулканических массивах и изливали щелочную лаву. Эти огромные сооружения достигали высоты более 3 км и в настоящее время образуют эрозионные останцы. Вулкано-тектонические опускания, в связи с последующим рифтогенезом, деформировали вулканы, частично эродированные и погребенные под рыхлые отложения. Ныне от них сохранились руины, жерловые заполнения и субвулканические некки, отпрепарированные денудацией. Если вспомнить, что палеоген-неогеновые базальты изливались главным образом в северной части Восточной Африки, станет ясно, что процессы сводообразования и вулканизма, предшествующие рифтогенезу, начались там раньше, чем в южных районах рифтовой зоны (Кения). Плато-базальты олигоцен-миоценового возраста, уцелевшие на обширных территориях в виде столовых гор, изливались из трещин на площади около 1 млн. км<sup>2</sup>. Более молодой генерацией вулканогенного рельефа являются позднемиоценовые (11—13,6 млн. лет) фонолитовые покровы в Кенийской зоне рифта, ложившиеся на предмиоценовый педилен. Поверхность лавовых покровов обладает довольно ровным рельефом, соответствующим первичной поверхности покровов и потоков. Один из потоков распространился более чем на 300 км от центральной части свода рифтовой зоны к юго-востоку, свидетельствуя о том, что в период излияния фонолитов область будущего рифта уже претерпела сводовое поднятие. При этом поток лежит в палеодолине, врезанной в предмиоценовую выровненную поверхность, и ныне образует обращенные формы рельефа.

Центры извержений фонолитов и отдельные вулканы, принадлежащие к этой формации, лежали вдоль свода и оси Кенийского поднятия, и ныне их останцы сохранились на флангах рифта, образованного вслед за излиянием фонолитов. Покровы фонолитовых, трахитовых, базальтовых лав и вулканы центрального типа расположены в узкой зоне образования будущего рифта. При этом некоторые вулканические центры щелочного вулканизма сохраняли активность в течение миллионов лет вплоть до обрушения рифта в позднем плиоцене. Конусы этих вулканов при формировании рифта подверглись раздроблению и перемещению по сбросам на разные уровни. Денудация увеличила разрушение, и

от этих вулканов и лавовых покровов сохранились лишь фрагменты, из которых часть была впоследствии погребена под обломочными отложениями внутри рифта.

Вулканизм, возродившийся после рифтогенеза, происходил внутри рифта и на его крыльях и относится к верхнеплиоцен-четвертичному возрасту (5—0,6 млн. лет). Речь идет о трещинных и центральных излияниях внутри рифта и на его бортах. Вулканы этой стадии в большинстве случаев с хорошо выраженными, мало затронутыми денудацией склонами. Центрами излияния, наряду с трещинами, роль которых резко снизилась, служили внутририфтовые поднятия, главным образом поперечные и направленные под углом к простиранию рифта.

Опускание рифтовых долин вдоль Восточно-Африканского свода значительно уступает его воздыманию как по площади, так и по объему охваченных вертикальным перемещением пород. Это свидетельствует о том, что опускание рифта следует расценивать в качестве компенсированного по отношению к излившимся из глубины, а не поднятым в своде массам и что оценка рифтогенеза как процесса длительного растяжения земной коры, замещающейся по трещине рифта мантийными базальтами, не правомочна. Растяжение рифтов по дну, перпендикулярное к его бортам при амплитуде поднятия свода 1,5—3 км, по оценке Е. Е. Милановского, вряд ли превышает 10 км. При этом гипотеза формирования океана за счет бесконечного расширения рифтовой трещины также не выдерживает натиска фактов: вскрытие при бурении на дне рифтов пород докембрийского фундамента, погруженных под лавовые и рыхлые отложения рифтов, свидетельствует против раздвига бортов рифтов. Более того, к бортам рифта, занятого оз. Танганьика, выходят высокие горы, разрыв между которыми, исходя из гипотезы растяжения рифта, можно устранить лишь путем сдвига краев рифта в направлении с северо-запада на юго-восток. Но это не соединит края рифта и противоречит представлению о широтном направлении растяжения субмеридиональных разрывов рифта.

Обратимся теперь к генетическим типам вулканических сооружений Восточной Африки.

Среди вулканических сооружений рифтовой зоны — это лавовые плато, лавовые покровы и потоки, щитовые и конусовидные полигенные вулканы центрального типа; пепловые отложения и продукты выбросов направленных взрывов. Связь вулканизма с денудационными поверхностями рельефа, деформированными тектоническими движениями, выражается в определенной последовательности вулканизма. Обширная Африканская, или предмиоценовая поверхность перекрытая площадными излияниями фонолитов (13—15 млн. лет), туфов (14—19 млн. лет), занята вулканами Элгон, Морото, Кения (5199) и нарушена вертикальными разломами. Денудационный рельеф более молодых неоген-четвертичных выровненных поверхностей формировался в связи с новейшими тектоническими и вулкано-тектоническими движениями,

рифтообразованием и другими структурами, понижавшими ГУВИ. Разновозрастные поверхности при этом могут оказаться на одном ГУ, в то время как разновозрастные могут быть разбиты тектоническими разломами и перемещены на разные высоты. Поэтому мы должны ограничиться общим представлением о формировании рельефа на общей домиоценовой поверхности свода, подвергнувшегося в дальнейшем расколу, рифтогенезу и вулканизму.

В продолжение неоген-антропогеновой истории поля вулканических излияний испытывали понижение ГУВИ с излияниями более молодых лав, как правило, на низких ГУВИ рифтовых долин. Следует отметить, что вулканы восточной Кении лежат над рифтовыми долинами на поверхности свода, склоняющейся к востоку, что свидетельствует об их длительной вулканической истории, связанной с поднятием свода, ограничивающего рифтовую зону.

Восточно-Африканское поднятие представляет собой прогнутый в центральной части свод. Озеро Виктория, лежащее в центре прогиба свода, занимает более стабильную зону, чем охватывающие его с флангов рифтовые пояса, в пределах которых вулканизм наиболее молод.

Согласно Е. Е. Милановскому (1974 г.), наиболее мощный и длительный вулканизм в Восточно-Африканской рифтовой зоне был свойствен кайнозойским сводовым поднятиям испытывавшим впоследствии просадку центральной части. Молодые вулканы центрального и ареального типа были образованы в просевшей рифтовой зоне неогенового свода после его обрушения. При этом современная высота полусводов, обрамляющих рифтовые долины, позволяет получить лишь относительное представление о первичной высоте поднятия свода в период от начала вулканизма до рифтообразования. Нельзя забывать о том, что во время вулканизма, опускания рифта и последующих процессов новейшие тектонические движения в виде поднятий не прекращались. При этом сводовое поднятие после рифтообразования, сохраняя свои «плечи», испытывало дифференцированные вертикальные движения. Есть основание считать, что перед началом вулканизма рельеф сводовых поднятий по высоте не достигал уровня современного положения «плеч» рифтов и реликтов сводовых поднятий. Ландшафт района Рейнского грабена в палеогеновое время перед вулканизмом был представлен невысокими горами. Поэтому данные о современных высотах в зонах рифтогенеза можно рассматривать лишь для относительного сопоставления уровней разных рифтов.

Необходимо сопоставить ГУ нескольких процессов: 1) исходный уровень перед сводообразованием; 2) предельный уровень поднятия сводов в период начала вулканической деятельности перед рифтообразованием, на основе изучения палеогеографической обстановки;

3) глубину опускания рифтовых долин, образованных в первую стадию рифтообразования, после окончания излияний на сводах;

- 4) высоту внутририфтовых вулcano-тектонических поднятий;
- 5) глубину телескопированных рифтовых долин.

**Геоморфологические уровни различных рифтов** можно сопоставить следующим образом (табл. 2).

Масштабы новейших движений, сопровождающих вулканизм, в разных рифтовых зонах различны, но выявляются некоторые сходные черты. При сопоставлении высоты исходных поверхностей рельефа с современными уровнями плеч рифтовых долин следует отметить поднятие плеч на значительную высоту. При этом поднятия сопоставимы с опусканиями днщ рифтов.

Амплитуда наибольших поднятий и опусканий пропорциональна масштабу движений в каждом рифте. Наибольшие сводовые поднятия сопряжены с рифтами с наибольшим масштабом вулканизма. Масштаб этих процессов отличается в каждой рифтовой области и можно говорить об известной пропорциональности в соответствиях движений и вулканизма этих областей.

Общим положением является сводообразное поднятие, сопровождаемое разуплотнением верхней мантии и вулканизмом. Вертикальное перемещение фронта тепломассопереноса сопряжено с движениями земной коры, что позволяет предполагать общую глубинную причину вулканизма и тектоники, связанных между собой парагенетически.

Вулканы внутририфтовых сводовых поднятий телескопированных рифтов характеризуют собой заключительную стадию вулканизма.

Рифтовые структуры Восточно-Африканского свода не являются особенностью только миоцен-четвертичного периода развития Африканской платформы, а наследуют рифты древнего эндогенного режима этого региона, в котором важную роль играла кольцевая тектоника.

Роль вулcano-тектоники и новейших тектонических движений в формировании рельефа Восточно-Африканской рифтовой зоны выражается в двух линиях развития структур, сочетающихся между собой.

Вулcano-тектоника формировала дорифтовые сводовые поднятия, сопровождавшиеся площадными и трещинными излияниями. В заключение этого этапа вулканизма происходило неоднократное понижение ГУВИ, ведущее к формированию нескольких ге-

Таблица 2

Название рифта	Исходные высоты	Поднятие плеч	Опускание днщ рифтовых долин
Восточно-Африканские рифты	600—1000 м	1500—2000 м 2300—3000 м	3500—4300 м
Байкальский рифт	800—1400 м	1400—2000 м	3000 м
Рейнский рифт	400—600 м	1300—1500 м	1500 м
Момский рифт	200—400 м	1600 м	—800 м

нераций рифтовых долин телескопированного рифтогенеза и кальдерообразованию на дне рифтов и на межрифтовых плоскогорьях. Новейшие тектонические движения привели к формированию грабенов, лишенных вулканизма, горстовых поднятий (Рувенцори, Данакильские Альпы и др.).

Отмеченные черты сопряженности вулканизма с тектоникой позволяют судить о генетических связях вулканизма и рифтогенеза. При этом можно говорить о двух типах «рифтов», отмеченных в свое время Е. Е. Милановским (1976 г.). Сводово-вулканический тип рифтовых зон отличается центростремительным развитием вулканизма, сходящегося при телескопированном рифтогенезе к оси рифтов. Щелевой тип — это грабенообразование, не коррелирующееся с вулканизмом.

В Западном рифте вулканизм отмечается только в тех частях рифта, где они окаймлены фланговыми поднятиями, так как соответствуют сводово-вулканическому типу рифтогенеза. Повышенная сейсмичность в районе массива Рувенцори сопровождается активное поднятие горста, «замещающее» вулканизм в зоне контрастных движений в условиях сжатия. Вулканизм коррелируется лишь со сводовым поднятием и растяжением, на котором впоследствии возникает рифтовое обрушение. Грабенообразование, характерному для западного фланга Восточно-Африканской рифтовой зоны, не предшествовали сводовые растяжения и вулканизм. Отметим существенную роль в истории рифтовой зоны наложенных поперечных прогибов рифтового типа. Наиболее представительным из них является субширотная система грабенов на Кенийском своде. Вероятно, здесь имеет место процесс, сходный с радиальными и пересекающимися рифтами гавайских вулканов. В этих наложенных депрессиях, создавших понижение ГУВИ, возникли громадные вулканические массивы Килиманджаро и Меру. Следует подчеркнуть длительность развития Восточно-Африканского поднятия и вулканических процессов, связанных с рифтообразованием, в юрское, меловое и палеогеновое время.

Общей закономерностью формирования вулканогенного рельефа рифтовых зон является эволюция вулканизма от ареальных излияний на предрифтовом этапе к излияниям трещинного и центрального типа, смещающимся с течением времени на свод перед образованием рифта и на его дно. При этом прослеживается эволюция магматизма с излиянием дифференцированных толеитовых базальтов, связанным с определенными структурными зонами. Соответственно развиваются вулканогенные геоморфологические формации рельефа рифтовых долин.

Ф. Дикси (1948 г.) предполагал широкое распространение в Кении двух главных поверхностей выравнивания: позднемеловой, представленной вершинными уровнями высоких массивов, и так называемой субмиоценовой, бронированной миоценовыми и более молодыми вулканическими покровами (эта погребенная поверхность соответствует африканскому циклу Кинга). На субмиоценовой поверхности лежат вулканические и осадочные толщи, обра-

зую равнины на высоте 1500—1700 м. Выше поднимаются отдельные холмы — останцы поздне меловой поверхности, достигающие 2 км высоты. На юге Кении, восточнее вулкана Килиманджаро, К. Кадомура (1970 г.) отмечает наличие пологонаклоненной денудационной поверхности конца неогенового времени, расчлененной четвертичной эрозией; возвышающиеся над ней холмы с высшей отметкой около 2170 м рассматриваются как останцы меловой поверхности. Плато, лежащее между этими двумя уровнями, относится к останцам лавовых покровов, перекрывающих субмиоценовую поверхность.

Под продуктами извержений вулканов Элгон, Кадам, Напак и Морото имеются две разновозрастные погребенные поверхности выравнивания. Верхняя из них представлена в современном рельефе плато на отметках 1700—2000 м, нижняя, расположенная к западу от вулканов — равнина Карамоджа имеет высоту более 1200 м у подножья вулканов Морото и Кадама и полого понижается до 1000 м в юго-западном направлении. Нижняя поверхность сформирована уже к нижнему миоцену, возраст же второй поверхности соответственно более древний. Два разновозрастных уровня планации под миоценовыми лавами ставят под сомнение единство описанной в Кении субмиоценовой поверхности.

Высокая поверхность Рувендори — 4100—4600 м, сильно расчленена и сопоставляется с поверхностью Уганды, а более высокие останцы, вероятно, унаследованы от более древнего геоморфологического цикла.

В условиях континентальных платформ понижение ГУВИ охватывает перед лавовыми излияниями большие площади. При трапповом вулканизме эти площади опусканий особенно велики: Поскольку опускания, предшествующие вулканизму, и компенсационные в результате накопления лавовых толщ могут быть различными только при детальном исследовании, обычно их оценивают суммарно. Наибольшие вулкано-тектонические опускания обычно бывают сопряженными с вулканизмом.

В связи с сужением ареала извержений наряду с лавовыми потоками трещинных излияний появляются вулканы центрального типа.

Базальтовые плато-излияния из многочисленных центров предшествовали поднятию Кенийского плато в позднем миоцене (14—23 млн. лет). Эта обширная площадь занимала депрессию на северо-западе Кении, где излияния происходили долгое время на наиболее низком ГУВИ, позднее поднятом в виде Кенийского свода. Меридиональный рифтовый трог был образован в главную фазу поднятия свода в течение позднего плиоцена — раннего плейстоцена. В трог происходило излияние базальтов 5 млн. лет назад, охватившее также в меньшем объеме склоны рифтового свода восточнее рифтовой долины. Рифтообразование телескопированного типа продолжалось при этом и позднее на дне рифта, и заключительной стадией понижения ГУВИ явилось образование внутририфтовых кальдер, сопровождавших главным образом тра-

хитовый вулканизм, переходящий в извержения центрального типа, с образованием телескопированных кольцевых структур.

Фонолитовое плато образовано в период от 14—11 млн. лет (мио-плиоцен) при излиянии огромных потоков, длиной более сотни километров через многочисленные трещины и центры извержений Кенийского рифтового свода в самом начале формирования долин — при сводовом поднятии Кенийской области, перед главной фазой рифтообразования. Лавы плато объемом 25 тыс. км<sup>3</sup> были излиты на поверхность предмиоценового выравнивания.

В Кенийском рифте Грегори главный рифт на громадном сводовом поднятии Восточной Африки имеет внутририфтовое поднятие, в свою очередь осложненное внутренним рифтом. Намечаются следующие стадии эволюции рельефа, связанные с фазами вулканизма: 1) массовые трещинные базальтовые и фонолитовые излияния, образовавшие плато и щиты, ныне сильно расчлененные эрозией (ранний — средний миоцен); 2) фонолитовые трещинные излияния, образовавшие плоский щит вблизи оси будущего рифта (поздний миоцен), ныне расчлененный эрозией; 3) извержения на своде, образующем рифтовые флексуры и сбросы, создали крупные вулканы, ныне сильно эродированные на дне и бортах рифта Грегори (ранний — поздний плиоцен); 4) формирование рифта и образование внутририфтовых сводов в расширенных участках рифта, на сводах образовались крупные щитовые вулканы (Нгоронгоро); 5) трещинные излияния базальтов, андезитов, трахитов на флангах внутририфтовых поднятий — поздний плиоцен—голоцен, крупные вулканы — на плечах рифтовых долин (Кения, Килиманджаро); 6) образование рифтов на внутренних сводах в главном рифте. Продолжение роста вулканов и трещинные извержения (ранний плейстоцен); 7) излияния центрального типа и образование кальдер (Сусва, Лененгаи) — поздний плейстоцен—голоцен; хорошо выражены вулканические формы рельефа.

Наряду с перемещением (миграцией) вулканизма к востоку и образованием молодых базальтовых плато за пределами рифта, следует отметить, что крупнейшие излияния происходили в зонах пересечения рифтов; на поперечных сводовых вулкано-тектонических поднятиях и горстах; во вложенных рифтах и кольцевых депрессиях. Крупнейшим базальтовым щитовым сводом является Кратерное нагорье на пересечении рифтов (поздний плиоцен—плейстоцен). На этом фундаменте высотой 1500 м поднимаются стратовулкан и кальдеры Нгоронгоро (2338 м), образующие вулканический щит диаметром 45 км. На дне рифта Наиваша — Биринго, на вершине плейстоценового вулкана Сусва (2277 м) расположена телескопированная кальдера. Площадь наружной кальдеры — 80 км<sup>2</sup>, внутренней — 20 км<sup>2</sup>; во внутренней кальдере поднимается центральный горст, обрамленный кольцевым грабеном.

Эфиопский свод, лежащий севернее Кенийского, имеет высоту 2 км, он отделен прогибом и превосходит Кенийский свод по ши-

рине в три раза. Большой Эфиопский рифт прослеживается в южном направлении от треугольника Афар и не продолжается рифтом Грегори в Кении, а исчезает в Южной Эфиопии. Рифты Бол. Эфиопский и Стефанин относительно симметричны и лежат на своде древнего фундамента, поднятого на высоту 2750 м над уровнем моря и образующего структурный рельеф. Другие рифты и полуграбены севернее сложены преимущественно наклоненными к западу глыбами (блоками), возвышающимися над трогом, достигая 3 км.

Щелочные базальты и трахиты, пантеллеритовые эффузии варьируют по возрасту от среднего эоцена до среднего миоцена среди ранних рифтовых излияний. Мафические и сиалические эффузивы предшествуют крупному рифтообразованию или совпадают с ним, по времени между поздним миоценом и средним плиоценом, уменьшая объем излияний к современности. Хотя простиранье отдельных рифтов определяется структурой фундамента, крупные линеаменты больших рифтовых долин зависят от глубоководных разломов.

Важно общее положение — связь рифтогенеза с районами вулканизма, близкого к нему по возрасту. Масштаб рифтогенеза определяется шириной и мощностью вулканотектонического пояса. При этом характерно, что наиболее мощный по масштабу вулканизм предшествует рифтообразованию по возрасту. Например, излияния фонолитов Кенийского плато Африки, охватывающее обширную площадь, происходило из аппаратов, ныне опущенных в поясе грабенообразования и погребенных под молодыми вулканитами. Таким образом, каждому этапу рифтообразования предшествовал сводовый вулканизм, древнее на одну «ступеньку» по возрасту.

Наиболее крупные вулканы вытянуты по простиранью рифтовой зоны. Линейное простиранье имеют также кратеры с центральными экстрезивными поднятиями. Кальдеры как наиболее поздние депрессионные структуры вулканотектонического типа расположены по центру рифтового пояса. При местных расширениях площади рифтов (четковидная структура) преобладают базальтовые излияния и образование щитовых вулканов. Особенно интенсивный четвертичный вулканизм в Эфиопском рифте приурочен к рифту (грабену) Вонджи, вложенному телескопированно в восточную часть Эфиопского рифта. Вулканизм в Эфиопском рифте также развивался стадийно в неоген-четвертичное время и был связан с этапами эволюции вулканотектонических структур. До рифтогенеза на Эфиопском своде происходили в эоцен-олигоцене трещинные базальтовые излияния, образовавшие обширные лавовые плато трапповой серии. Ими сложена толща мощностью 4—5 км в депрессии Афар. В миоцене площадь вулканизма сократилась и массовые трещинные излияния сменились извержениями центрального типа, образовавшими крупные щитовые вулканы, сложенные оливиновыми базальтами. Такие огром-

ные вулканические щиты диаметром до 100 км лежат по краям оз. Тама и Сомалийского плато.

Происходит постепенная смена типов изливающихся пород и соответствующее изменение морфологии вулканических построек; излияния трахибазальтов, трахилипаритов, пантеллеритов и громадных объемов игнимбритов особенно характерны для плиоценового времени для западного борта главного Эфиопского рифта центральной Эфиопии и района Адис-Абебы.

Более поздние извержения сосредоточены в пределах рифта и депрессии Афар — это серия базальтов Адена, излияния которых продолжаются и в голоцене на Эфиопском плато, и в прогибе Голубого Нила. В заключение происходили голоценовые и современные излияния, отличающиеся преобладанием щелочных типов пантеллерит-комендитовых ассоциаций лав: этими лавами сложены стратовулканы в рифте Вонджи, сосредоточенные на поперечных разломах, пересекающих рифт.

Извержения этого времени и типа характерны для депрессии Афар, где вулканы сосредоточены вдоль разломов на дне депрессии.

В результате вулкано-тектоники Главный Эфиопский рифт оказался разделен поперечными поднятиями на ряд озерных котловин и осложнен продольным телескопированным рифтом Вонджи, в котором сосредоточился самый молодой вулканизм. Рифт Вонджи продолжается до Красного моря вдоль депрессии Афар, являющейся продолжением рифта Красного моря, от которого она отделена горстом Данакильских Альп, окаймленным с юга Данакильским грабеном.

Афарская депрессия 80 тыс. лет назад была частью Красного моря и вулканы в ней начинали деятельность в подводных условиях. Все эти структуры тесно связаны между собой и отличаются, при общем стиле вулканизма, локальными чертами вулканов.

В Главном Эфиопском рифте голоценовые вулканы расположены главным образом на поперечных поднятиях, пересекающих Главный рифт (вулканы Чабби, Монт-Фиш и др.) и рифт Вонджи. Это разнообразные, главным образом щитовые вулканы, сложенные кислыми щелочными породами (пантеллериты, игнимбриты, обсидианы). Высота построек — 2—2,5 км.

В Эфиопском рифте, по В. Мейеру (1975 г.), выделяются две вулканические серии — Назарет (игнимбриты, риолиты, пемза — 5—1,5 млн. лет), являющиеся продуктами трещинных извержений на дне рифта, и Вонджи (базальты, лавы и туфы кислого и среднего состава), слагающие лавовые поля и вулканические массивы, иногда с кальдерами диаметром до нескольких километров. В узком поясе разломов Вонджи группа сбросов северного простирания пересекает Главный Эфиопский рифт под углом 10—25° и протягивается до грабена Тендахо на юге Афара. В рифте Вонджи вулканические процессы более длительные и молодые с образованием кальдер на вулканических щитах с соответственно меньшей высотой этих построек (500—1600 м). Вул-

каны расположены как вдоль рифта, так и на поперечных поднятиях и вулканические излияния происходили в несколько стадий с изменением морфологии построек. Крупный щитовой вулкан, поперечный к рифту Вонджи, в основании сложен трахибазальтами, щелочными трахитами и пантеллеритами. Возникновение вершинной кальдеры сопровождалось выбросами игнимбритов; в кальдере вновь возобновились излияния трахитов, пантеллеритов и образовались пирокластические конусы.

Для Афарской депрессии характерна последовательная смена извержений и морфологии вулканических построек: вначале — трещинные излияния базальтов, далее — вулканы центрального типа. Наиболее длительное время трещинные излияния продолжались в рифтах; в этих структурах как наиболее опущенных в зоне Афарской депрессии и являющихся телескопированными по отношению к самой Афарской депрессии море задержалось наиболее продолжительное время. Примером центрального рифта является, согласно Г. Тазиеву [50], грабен Ассаль в центральном Афаре на западной оконечности залива Таджура. Острова Дьявола в этом заливе лежат на оси этого вложенного в депрессию Афар рифта. Острова Дьявола — это молодые вулканы, образовавшиеся в прошлом на дне моря, о чем свидетельствует как гиаокластическая структура их лав, так и прослой ископаемых устриц, живших, на основе определения абсолютного возраста,  $5800 \pm 150$  лет назад ниже уровня моря, а ныне поднятых на высоту 80 м. Следовательно, дно рифта с растущими в нем вулканами испытывает поднятие со скоростью 2 см/год.

Учитывая, что рифты обычно располагаются на оси сводовых валообразных поднятий, очевидно, что если поднятие Афар имеет высоту 2500—3500 м в результате восходящих вулcano-тектонических движений, то соответственно внутри Главного рифта происходит также сводовое поднятие, на которое наложен внутренний рифт, дно которого с вулканами Дьявола также поднимается. Такую же телескопированную структуру имеет Красное море, причем каждая фаза сводового поднятия и сопровождающих его вулканических излияний заканчивается осевым обрушением рифта. В дальнейшем, при новом подъеме тепломассопереноса в осевом рифте вновь происходило структурное поднятие, растяжение, вулканизм, заканчивающиеся новым телескопированным обрушением внутри рифта. Таким образом, возникают сложные системы грабенов, вложенных друг в друга и ограниченных горстами. По мере сужения такой телескопированной рифтовой системы трещинные излияния также сосредоточиваются только в центральных частях ее, в рифтах последних стадий образования. Вулканы центрального типа образуются в заключительные стадии вулканизма. И тогда базальтовые излияния иногда сменяются более кислыми лавами. Соответственно, под уровнем моря остаются дольше всего вулканы Афара в самых молодых рифтах телескопированной системы. К их числу относятся вулканы Аралле и Асмара 500-метровой высоты с плоскими вершинами. В ре-

зультате многократных подводных излияний вершины вулканов сложены горизонтально залегающими слоями вулканического пепла и гналокластита, среди которых встречаются остатки коралловых рифов и моллюсков.

Вулканы в депрессии рифта Вонджи достигают высоты 2,5 км и сложены как базальтами плейстоценового возраста, образующими обширные щиты с кальдерами (вулканы Габиллена — 1401 м, Алаито — 1485 м, Афдера — 1287 м), так и кислыми лавами и куполами. Все крупные вулканы расположены преимущественно по оси центрального рифта. Вулкан Сокрала 2500-метровой высоты расположен в северной части рифта Вонджи и образует базальтовый щит диаметром 40 км. В вершинных кальдерах выходят экстрезии.

К восточному склону Данакильских Альп прислонен вулкан Дубби (1299 м) — кальдерный вулкан, сложенный плейстоценовыми базальтами и кислыми лавами.

Самой нижней гипсометрической отметкой здесь отличается Соленая пустыня в грабене у подножья Данакильских Альп — 80 м у оз. Джульфа и — 116 м у Ассаля. Типичен базальтовый вулканизм — щитовые кальдерные вулканы высотой 600—1000 м с интенсивной фумарольной активностью; на поперечных тектонических перемычках, наряду с базальтовым вулканизмом, в плейстоцене были образованы вулканы, изливавшие кислые лавы.

Базальтовый вулканизм Эфиопского свода на низком ГУВИ происходил в эоцен-миоценовое время. Ныне трапповые плато, сложенные базальтами, излитыми на докембрийском фундаменте, высоко подняты и расчленены рифтовыми и эрозионными уступами. Щитовые вулканы, сложенные базальтами и риолитами (игнимбритами), образуют громадные щиты диаметром до 100 км и высотой 3—4,5 км.

В результате денудации восточный склон Эфиопского свода (Сомалийское плато) расчленен на извилистую гряду лавовых плато, состоящую из эродированных вулканов олигоцен-миоценового возраста. На восточном плече Эфиопского рифта наиболее поздние излияния этих щитовых вулканов продолжались в плиоцен-плейстоцене.

Позднеплейстоценовые вулканы Вирунга образуют группу базальтовых щитов и конусовидных вулканов на вулcano-тектоническом своде, диагонально пересекающем рифт Танганьика.

Восемь крупных вулканов на лавовом подножье высотой 1800 м поднимаются до абсолютной высоты более 4 км. Относительная высота их не превышает 2700 м. Кальдерный вулкан Нирагонго высотой 3470 м имеет лавовое озеро в кальдере диаметром 1200 м. Значительно более высоки конусовидные вулканы Кирисими (4531 м) и Микено (4347 м).

Вулканы Рунгве расположены на пересечении крупных грабенов Руква—Ньяса. Вулканические постройки эволюционировали от фонолит-базальтовых покровов трещинных излияний (поздний миоцен—плиоцен) к щитовым базальтовым вулканам централь-

ного типа с кальдерами (поздний плиоцен — ранний плейстоцен) и вулканам центрального типа Киеджо (2200 м). Рунгве (2961 м) — щитовой базальтовый вулкан с кальдерой 7×4 км, занятой экструзиями. На пересечении рифтов лежат вулканы оз. Киву, связанные с горстовыми и сводовыми вулcano-тектоническими поднятиями.

Основные черты дорифтового рельефа Красного моря и Аденского залива в континентальных областях рифтообразования реконструировать наиболее просто. Развитию рифтовой вулканической геоморфологической формации предшествовали поверхности рельефа дорифтовой стадии морфоструктурного развития. Геоморфологический цикл в восточной Африке начался сводовыми поднятиями, с раздроблением которых были связаны базальтовые и фанолитовые площадные излияния вдоль рифтовой зоны. Границу между дорифтовым и рифтовым структурообразованием, определяющим вулканизм, можно наметить, исходя из принципа сопряженности вулканизма с тектоникой. Общее поднятие образовало в миоцене обширный свод, на котором были приподняты два наложенных свода — будущие рифтовые зоны восточного и западного рифта, разделенные обширным пологим прогибом, занятым озером Виктория. К сводам приурочены излияния, сопряженные с последующими компенсационными оседаниями, прогрессирующими вплоть до образования рифтовых долин.

В Северной Африке огромное сводовое поднятие было опущено вдоль оси рифтом Красного моря, который продолжается до Средиземного моря серией тектонических депрессий. Пологие сводовые поднятия Аденский, Эфиопский, Кенийский явились полем рифтовых прогибов.

Изучение реликтов педипленов позволяет определить амплитуды дифференцированных движений, сопровождавших вулканическую деятельность на континентальной платформе и морфологию фундамента, перекрытого вулканическими аккумулятивными продуктами. Вулканизм на Восточно-Африканском нагорье сопровождался формированием обширного сводового поднятия, примыкающего на севере Африки к Аравийско-Нубийскому своду. Вулканическая деятельность происходила на фоне общего сводового поднятия, осложненного понижением ГУВИ, путем образования рифтовых долин — вулcano-тектонических депрессий. При этом отсутствие локальных сводов при образовании западной ветви рифтов восточной Африки не имеет существенного значения при наличии общего регионального сводообразования.

Сопряженность фаз вулканизма с этапами сводообразования, фиксированными в виде поверхностей выравнивания, подчинена закономерностям вулcano-тектонических движений. История вулканизма восточной Африки соответствует этапам новейших вулcano-тектонических движений. Трудности для такого разделения основаны на спорности отдельных признаков корреляции. Следует помнить, что вулканическая активизация определяется не только тектоническими движениями, но и множеством других ус-

ловий, например, стадий дифференциации магмы в вулканических очагах. Формирование денудационных поверхностей также неограничивается узким промежутком времени. Предполагается, что домиоценовая поверхность педиплена продолжала формироваться вплоть до среднего плейстоцена. Помимо этого поверхности выравнивания испытывают новые тектонические перемещения, затрудняющие их корреляцию между собою. Например, горстное поднятие горы Рувензори обладает денудационной поверхностью предмиоценового возраста, поднятой на огромную высоту в плиоцен-четвертичное время.

Рифты увеличили контрасты рельефа, нарушив поверхности выравнивания; окраинная часть Аравийского полуострова наклонена к северу и разбита ступенчатыми горстами и грабенами, в которых выходят на поверхность траппы Йемена. Здесь различаются три стадии излияния оливиновых базальтов. Сильно расчлененные вулканы и покровы первой стадии возвышаются над склонами долины, достигая мощности 800 м. Это покровы Джебель-Хадур — высшей точки Среднего Востока (3760 м). Лучше сохранились конусы вулканов второй стадии, сильно сnivelированные, с кратерами, занесенными песком. Покровы базальтов третьей стадии свежие и заполняют или перегораживают долины — это широкие кратеры, засыпанные вулканическими бомбами и лапиллями. Фумаролы и сольфатары в южной части Йемена свидетельствуют о недавнем вулканизме. Наиболее молодые проявления вулканической деятельности — вулканы и шлаковые конусы, расположенные линейно с юго-востока на северо-запад.

Лавовые покровы занимают огромные пространства; начало их образования относится к миоцену, а период наибольших извержений — плиоцен (плезанский ярус); излияния продолжались до четвертичного периода.

Различаются многочисленные формы вулканического рельефа. К рифтам приурочены вулканы и лавовые покровы базальтов, излившиеся из трещин в начале эоцена. Они достигают мощности 300—1000 м, покрывают территории Йемена, Судана, Эфиопии, Сомали.

После излияний эоценовых траппов произошло поднятие и траппы были рассечены сбросами. Уступы сбросов были сnivelированы, прежде чем в конце неогена образовались новые разломы, в свою очередь сопровождавшиеся излияниями. Неогеновые и четвертичные излияния произошли по обеим сторонам Аденского залива, в южной части Красного моря и в центральном желобе Красного моря, между Йеменом и Данакильским побережьем. Но далее к северу извержения приурочены только к восточному краю рифта. Они расположены здесь не на главных линиях разломов, а восточнее их. Лавы образуют огромные поля и вулканические конусы различных типов.

В Арабо-Нубийском своде, воздымавшемся с середины кайнозоя перед образованием Красноморского и Аденского телескопированного рифта, ранние излияния, охватывавшие обширную пло-

щадь рифтового свода, происходили в позднем олигоцене—миоцене. В пределах свода, лежащего на продолжении океанического хребта Карлсберг-Саба и занимающего Арабо-Нубийскую область, проходит рифтовая зона Аденского залива, продолжающаяся рифтом Красного моря.

Образование Аденского залива началось с прогибания на своде широкого поднятия в начале юры. Внутри него прогибание сопровождалось заложением разломов, по которым изливались небольшие массы базальтов. С середины эоцена возобновились интенсивные опускания в зоне Аденского прогиба. При этом произошло поднятие бортов Аденского рифта и соответствующие опускания дна, сложенного древними метаморфическими толщами. В зоне рифта также происходили дифференцированные движения и отдельные приподнятые блоки являлись источником сноса осадочного материала, заполнявшего рифт. Разломы, ограничивающие Аденский рифт с севера, являются путями излияния базальтовых потоков плато плиоцен-плейстоценового возраста (аденская серия). Образование разломов связано с поднятием уступа Аравийской платформы над Аденским заливом. То же наблюдается и вдоль западного уступа Аравийского полуострова. Здесь вдоль Аравийской платформы тянется цепь горстовых гор, на платообразных вершинах которых поднимаются небольшие базальтовые вулканы.

Главный этап развития Аденского рифта, сопровождавшийся опусканием его дна и поднятием бортов и сформировавший Аденский залив, начался в раннем миоцене и продолжается до настоящего времени. Раздвигание континентальных блоков при образовании рифта, по мнению ряда исследователей, охватывало всю ширину Аденского залива. По Е. Е. Милановскому, горизонтальное растяжение Аденского рифта в северо-восточном направлении (в районе Афар — юго-западный угол Аравийского полуострова) — несколько десятков — максимум 100 км.

Аденская зона может рассматриваться как очень пологое, широкое сводообразное поднятие, нарушенное прогибом в сводовой части. Наиболее резкие дифференциальные движения по южному ограничению Аденского рифта происходили в раннем миоцене (аквитан—бурдигал), но достаточно интенсивные поднятия плеч рифта, чередовавшиеся с погружениями в зоне непосредственного обрамления Аденского залива, отмечаются и позднее, до современной эпохи включительно. Плиоцен-четвертичные базальты Аденской серии, излитые на суше, были частично погружены ниже уровня моря и затем подняты вместе с отложенными на них современными песками до высоты 100—300 м. Они отсутствуют на плато. Известны крупные вулканы трахибазальтов, в том числе вулкан Аден 553 м высотой. В восточной кальдере вулкана, сложенной риолитовыми и базальтовыми лавами, расположен город Аден.

Современная морфоструктура Красного моря представлена осевым хребтом вдоль центральной рифтовой зоны и эшелон-

нированными трансформными разломами. Крупные вулканы центрального типа занимают внутренние части трансформных разломов и разломы бортовых депрессий. Противолежащие побережья Красного моря выступают совпадают с заливами, и извилистость береговых линий определяется пересечениями нескольких систем разломов близкого простирания. Треугольник Афара нарушает комплементарность двух берегов Красного моря. В центральном рифте, проходящем по оси Красного моря, под тонким слоем осадков лежат базальты плейстоцен-голоценовых излияний. Они отличаются от базальтов континентального типа и сопоставимы с основными вулканическими породами срединных океанических хребтов. Гравиметрические исследования подтверждают данные магнитной съемки, позволяющие предполагать, что осевая зона Красного моря сложена плотными базальтоидами. Отмечались очень интенсивные, узко локальные тепловые потоки в отдельных участках Красного моря (впадина Атлантик II), что также позволяет предполагать присутствие магматических расплавов под этой наиболее глубокой частью рифтовой зоны при наличии близкого магматического очага. Величина теплового потока в осевой зоне Красного моря, северо-западнее и юго-восточнее рассолоносных впадин значительно повышена. Советская экспедиция на канадском батискафе «Пайсис» произвела пересечение рифта у  $18^\circ$  с. ш., где и происходили в 1979 г. исследования на дне рифта. Рельеф дна оказался сильно расчлененным тектоникой и вулканической деятельностью.

Рифтовая зона по бортам окаймлена уступами древней континентальной коры, с обрывами высотой до 600 м, ограничивающими весь рифт Красного моря (рис. 32). Зеркала скольжения наблюдаются вверху на вертикальной стенке рифта высотой 450—500 м, а внизу у подножья рифта выходит массивная сцементированная брекчия, образованная в результате дробления

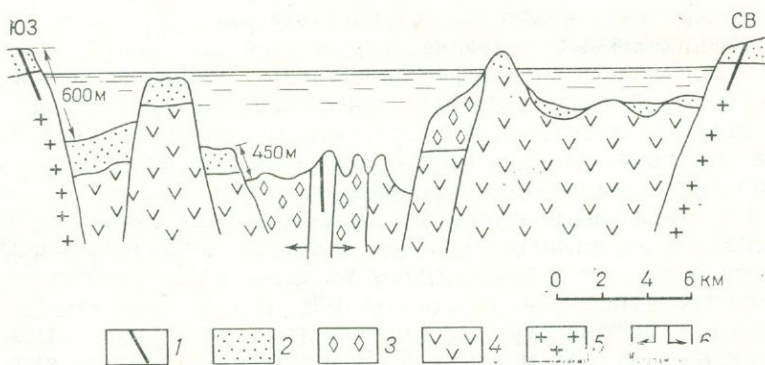


Рис. 32. Схематический разрез рифта Красного моря вдоль  $18^\circ$  с. ш. (по Г. Штокману).

1 — разломы; 2 — осадочный чехол; 3 — базальты рифта; 4 — базальты основания; 5 — фундамент; 6 — зона раздвига

пород при тектонических движениях. Возможно, что вертикальные уступы рифта образованы вследствие взбросов коры на периферии центральной рифтовой зоны; проще объяснить это образованием телескопированного рифта.

Главная черта центрального рифта — трещины растяжения и чередование зияющих трещин шириной от 1 до 20—30 м с эффузивными трещинами, отличающимися менее четкими щелями растяжения. Свежие эффузивные поля разделены сбросами и ступенями. Излияния вдоль центральной зоны рифта образуют цепочку вулканов, центрального типа, между которыми нет излияний.

В центральной зоне рифта наиболее молодые вулканические формы представлены базальтовыми щитовыми вулканами, иногда сводообразно вытянутыми вдоль рифта, иногда с неправильными фестончатыми формами подножий. Кратеры размером 3—4 м видны на вершинах вулканов, а часто на их склонах. Характерны пирамидальные уступчато-террасированные склоны вулканов в отличие от Атлантического рифта «фамос», занятого овальными вулканическими поднятиями в центральной зоне рифта. Уступы имеют тектоническое происхождение с небольшими раздвигами. Это отличает рифт Красного моря от рифтов Атлантики и Тихого океана — Фамоса и Галапагоса, где центральные экструзивные зоны покрыты лавами, сглаживающими тектонические формы рельефа. В рифте Красного моря вулканические излияния не успевают маскировать тектонические сбросы и ступени. В центральном рифте отмечается расчлененность рельефа: подводные вулканы не образуют сплошные цепи вдоль центра рифтовой зоны, а разбросаны отдельными группами, разделенными рифтовым рельефом, со смещениями по эшелонированной системе трансформных разломов, с воздыманием северного блока над южным.

Сжатие по флангам рифта образовало уступы, вложенные грабены, обусловленные компенсацией дефицита магмы, в результате отступления тепломассопереноса. В центре рифта — экструзивная зона со свежими многочисленными лавовыми потоками. Часто встречаются полые трубчатые формы подводных излияний базальтов, вытекших из-под застывшей корки. Лавы центральной рифтовой долины Красного моря отличаются свежестью не меньшей, чем в зоне рифта Атлантического океана, изученном во время работ экспедиции Фамос к югу от Азорских островов. Определение их относительного возраста велось исходя из скорости накопления толщи осадков, мощность которой на дне постепенно падает к центру до нуля, а в краевых частях рифта достигает нескольких десятков метров.

Что же подчеркивает линейность, зональность и симметричность в строении рифта? Наиболее четкой является мощность осадков, увеличивающаяся к окраине рифта, а также приуроченность молодых излияний к центру рифта. Какова последовательность этого процесса? Образуются ли вначале трещины, по которым происходит излияние магмы, или поднятие магмы открывает

трещины растрескивания над экструзивными центрами, после чего следуют излияния базальтов? Эта кинематика еще недостаточно изучена, но она образует морфоструктуры в рифте.

В осевом рифте южной части Красного моря известны две группы вулканических островов, образованных на подводных сводовых поднятиях, разделенных впадинами. Острова Зубайр образуют ряд вулканов на своде в  $30 \times 10$  км. В центре свода вулкан Зубайр имеет абсолютную высоту 200 м и сопровождается многочисленными базальтовыми конусами. Вулкан Центральный Пик в южной части свода и вулкан Саба — базальтовые вулканы.

Острова Джебель-Теър в осевом рифте Красного моря являются вулканическим куполом, сложенным в основании глыбовой лавой, а на склонах — потоками толеитовых базальтов. Судя по волноприбойным уступам и террасам, вулкан поднят над уровнем моря на 100 м.

В группе островов Зубайр вулканические конусы связаны с кулисообразными разломами северо-восточного направления. Южная группа островов Суйфуль-Ханиш высотой 120 м образует группу вулканов из пяти конусов, сложенных базальтовыми шлаками. Гребень вулканического массива занимает площадь  $4 \times 2$  км.

Острова Большой Ханиш высотой 422 м образованы двумя вулканическими массивами на разломах северо-восточного направления, которые являются приподнятыми гребнями с выступами некков и лавовыми потоками по склонам горста, простирающегося на 12 км при ширине 5 км. По юго-восточному склону гребня лежат цепи вулканических конусов — базальтовых шлаков. Вулкан Малый Ханиш высотой 184 м образован базальтовым сводом восточнее островов. Вулканический остров Цукар высотой 619 м входит в северную часть группы вулканов, лежащих на лавовом своде 10 км длины с лавовым плато, образованным базальтовыми потоками и изолированными вулканами, поднимающимися островами.

В юго-восточной части рифтовой зоны Красного моря, близ Аденского залива, в Баб-эль-Мандебском проливе известен вулканический остров высотой 65 м над уровнем моря; он сложен базальто-риолитовой кальдерой плиоценового возраста.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что центральный рифт Красного моря в настоящее время находится в стадии активного тепломассопереноса к земной поверхности. Он характеризуется мощным тепловым потоком и вулканизмом. На дне осевого рифта поднимаются вулканотектонические своды, несущие вулканические постройки, а в глубоких впадинах выходят по трещинам горячие минерализованные источники. Во впадине Атлантик, сложенной толеитовыми базальтами, где проявился вулканизм, начавшийся 13 тыс. лет назад, отлагаются горячие рудные илы.

Различные серии эффузивных пород рифтовых зон Восточной Африки изливались на определенных стадиях тектоногенеза и могут служить их индикаторами.

Вулканы центрального типа, останцы которых известны вдоль западного края Кенийского рифта, принадлежат к щелочно-карбонатитовым кольцевым массивам платформенного типа, образование которых, очевидно, предшествовало истории неоген-четвертичного рифтогенеза. Непосредственную связь с рифтогенезом имеют последующие тектоно-магматические события, в которых наибольшую роль перед формированием рифтов играли излияния базальтов. Палеоген-неогеновые базальты северной группы рифтов (Эфиопский и Красноморский) представлены щелочными оливковыми плато-базальтами, а плиоцен-четвертичные относятся к толеитам океанического типа, образующим лавовые покровы.

Позднемиоценовые плато-фонолиты, излившиеся вдоль Кенийского рифта, также формировали лавовые плоскогорья, позднее оборванные уступами рифтов и сильно денудированные. Извержения этих покровов происходили вдоль оси будущего рифта и опущены на его дно. Неизвестно вулканов центрального типа, связанных с этой серией лав.

Вулканы плиоценового возраста, сложенные щелочными эффузивами, принадлежат к наиболее крупным вулканическим формам рельефа. Хорошо сохранились позднеплиоценовые постройки, к которым принадлежат и ныне действующие вулканы (Килиманджаро). Часть вулканов (средне- и раннеплиоценовые) были разорваны сбросами рифтов и последующими глыбовыми движениями. Опускание вулканов и лавовых покровов на дно рифтов и кальдер происходило также за счет кальдерообразования — процесса одного типа с обрушением рифтов.

Продолжавшийся в течение четвертичного периода вулканизм привел к формированию вулканов моногенного и полигенного типа, крупных щитовых действующих и ныне вулканов в Западном рифте, и, наконец, своеобразных плоских вулканических конусов в Афарском рифте. Эти вулканы, сложенные базальтами, сопоставляются с вулканами Срединно-Атлантического хребта и плосковерхими подледными вулканами Исландии. Г. Тазиев относит их к гайотам, считая, что они возникли в подводных условиях на глубинах не менее 1000 м.

Карбонатитовые активные четвертичные вулканы в зоне Кенийского рифта завершают генетический ряд рифтового вулканизма, вероятно представляя собой аналоги до рифтовых миоценовых вулканов, останцы которых известны в Уганде. В последовательности развития вулканизма рифтовой зоны можно отметить увеличение щелочности излияний, сопутствующее ослаблению вулкано-тектонических процессов и соответственно уменьшение роли вулканизма к четвертичному времени.

### Австралия

**Австралийская платформа.** В Австралии крупные вулкано-тектонические своды являлись полем периодических базальтовых излияний. В разделяющих своды прогибах происходил ареальный базальтовый вулканизм с образованием маар.

Э. Джойс (1975 г.) изучил морфоструктуру молодых вулканических образований и форм рельефа центральной и западной Виктории и юго-восточной части Южной Австралии. В центральном нагорье Виктории, где известно большое количество шлаковых и лавовых вулканов и связанных с ними долинных лавовых потоков и небольших плато, тектоника и эрозия предшествовали вулканической деятельности на сводовых поднятиях. Другой район распространения вулканов — Западная низменность Виктории и низменность в окрестностях Маунт-Гамбир (южная Австралия) — в общем был относительно стабильным, но отдельные эруптивные центры здесь связаны с небольшими поднятыми блоками. Отмечены также тектонические нарушения лавовых потоков и пространственная связь мааров — самых молодых вулканов юго-восточной Австралии с районами наибольшего погружения фундамента. В Северном Квинсленде выделено четыре площади базальтового вулканизма на древней платформе. Часть излияний связана с поднятиями, близкими по своей структуре с купольными поднятиями Африки.

В провинции Мак-Бридж стадийное проявление базальтового вулканизма прекратилось в конце четвертичного времени и хорошо сохранились многие аппараты извержений. Неоген-четвертичная вулканическая деятельность здесь заключила период массовых вулканических излияний, охвативших преимущественно восточную часть континента на площади около 15 000 км<sup>2</sup>, вслед за длительным перерывом, последовавшим после трапповых излияний начала триаса. Высота куполовидных поднятий, покрытых последовательно изливавшимися базальтовыми потоками, достигает 2 км над уровнем моря и около 200 м над окружающей местностью. Излияния базальтовых потоков прерывались периодами покоя и развития субаэральных процессов. В эрозионных долинах, радиально рассекающих базальтовые купола, изливались долинные лавовые потоки. Лавовые потоки, параллельные структурным уступам на окраинах купола, образовали базальтовые озера. Долинные потоки нередко вызывали инверсию рельефа, а при подпруживании речных долин изменяли течение рек. Уступы по периферии базальтового купола, сопоставимого с крутым щитовым вулканом на приподнятом фундаменте, сложены гребнями лавовых потоков.

На склонах купола Мак-Бридж известно около 60 шлаковых конусов, являвшихся центрами базальтовых излияний. Излияния базальтов происходили с более или менее значительными перерывами в течение двух периодов неоген-четвертичного времени и эрозия, а также вертикальные тектонические перемещения создали структурные террасы; поверхности их неровны, сложены лавами и осадочными отложениями. Местами над базальтовыми потоками возвышаются небольшие шлаковые конусы.

Вулканическая деятельность охватывала период с позднеэоценового времени до начала голоцена. На севере Квинсленда (Восточная Австралия) расположены обширные базальтовые кайно-

зойские провинции площадью свыше 20 000 км<sup>2</sup>. Вулканизм приурочен к поясу орогенной кайнозойской эпиплатформенной активизации, простирающемуся на 400 км через Восточную Австралию от п-ова Кейп-Йорк до Тасмании на площади 72 000 км<sup>2</sup>. Этот пояс представлен ассоциациями щелочно-базальтовых, толеитовых и богатых калием лейцитовых лав. Австралийский вулканический пояс (более 300 вулканов) имеет возраст вплоть до современного; в нем отмечаются хорошо сохранившиеся вулканические формы рельефа (различные конусы, кратеры, диатремы, маары, потоки с лавовыми туннелями и озерами).

## МОРФОТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ ДНА ОКЕАНОВ

**Общие проблемы морфотектоники.** На океаническом дне крупные формы рельефа еще более выразительно, чем на континентах, конформны эндогенным структурам. При этом крупнейшие возвышенности дна океана образованы вулканотектоникой и вулканическими излияниями, в отличие от континентального рельефа, высочайшие горы которого воздвигнуты глыбовыми тектоническими поднятиями. Структурно-геоморфологический анализ дна океана является важнейшим методом изучения геологии океанов. Он более ответствен, чем на континентах, так как корректирует геоморфологические построения при сравнительно незначительном количестве геологических данных.

Тектоническое районирование дна океана опирается на морфоструктурные исследования, в которые входит анализ структур вулканического рельефа. Это позволяет при помощи вулканотектонических исследований дополнить типизацию и геолого-структурное районирование дна океана. Основные структурные черты и рельеф дна океанов формируются при существенном влиянии вулканических процессов; поэтому проблемы подводного вулканизма занимают важное место в изучении дна океанов.

Известно, что общая площадь новейших вулканических областей дна океана намного больше, чем площадь вулканических областей суши. Если к тому же вспомнить, что дно океана под осадочным чехлом образовано вулканическими излияниями мезокайнозойского возраста, занимающими площадь, во много раз превосходящую площадь аналогичных вулканических областей континентов, то значение вулканологических исследований в океанах возрастет еще более. В формировании рельефа дна океанов главными факторами являются вулканизм и тектоника, а соотношение эндогенных и экзогенных процессов иное, чем на континентах.

Для получения общего представления о роли дна океана в морфологии и структуре земного шара приведем несколько цифр. Из 510 млн. км<sup>2</sup> площади Земли материка с переходными зонами и шельфовыми окраинами континентальной коры занимают около 233 млн. км<sup>2</sup>, что составляет 46% всей площади, а ложе океана — 277 млн. км<sup>2</sup>, соответствует 54% земной поверхности и сложено оно земной корой океанического типа. Следовательно, рас-

сматривая главные категории рельефа Земли — собственно континентальную и океаническую кору, можно говорить об их почти равной площади. Представление же о чрезмерном превышении площади океанов (около 70% общей поверхности Земли) основано на включении в нее шельфов и переходных зон, покрытых водами океана, при четвертичных трансгрессиях, затопляющих континентальную земную кору.

Подверженная колебаниям вследствие эвстатических движений и окраинно-континентальной тектоники шельфовая и переходная площадь континентов равна около 82 млн. км<sup>2</sup>, что составляет около одной трети по отношению к их общей площади. Таким образом, в активизированном состоянии как при образовании континентальной коры, так и ее «океанизации», находится в настоящее время более одной трети всей площади континентов, или около 16—20% всей площади земного шара. Следует включить сюда и площади, охваченные альпийским орогенезом, на континентах и океаническом дне, куда, вероятно, относятся и мобильные зоны срединно-океанических хребтов, площадь которых составляет не менее 60 млн. км<sup>2</sup>. Следовательно, на долю стабильных океанических платформ приходится лишь около 220 млн. км<sup>2</sup>, т. е. значительно менее, чем на площадь континентальных платформ.

Общая площадь земной поверхности, ныне находящаяся в активизированном состоянии, вероятно, составляет около одной трети всей ее площади. Здесь происходят наиболее интенсивные вертикальные движения и вследствие пульсационного притока глубинных магм периодическое расширение сопряжено со сжатием.

Переходные зоны между континентами и океанами разделяются на конструктивные, в которых осуществляется консолидация океанической коры и ее превращение в континентальную по мере приближения к континентальной окраине, и деструктивные, в которых наблюдается обратный процесс — деструкция континентальной коры и переход ее в океаническую. Наряду с этими, главными направлениями эволюции земной коры, существуют вторичные процессы деструкции континентальной коры в конструктивных зонах и ее консолидации в деструктивных зонах. В условиях деструктивного типа океанического побережья шельф как морфотектоническое понятие обычно относится к затопленной окраине континента и не входит в категорию переходной зоны, под которой мы понимаем контрастный пояс структурного рельефа, захваченный преобразованием земной коры. Эта переходная зона у деструктивных окраин континента относится к области дна океана, лежащей за пределами шельфа и континентального склона, на материковом подножье, структурно переходящем в абиссальные котловины.

Переходная зона деструктивного или атлантического типа, называемая также пассивной, расположена на окраинах древних платформ и несогласно срезается границами континента без проявления интенсивного магматизма и сейсмичности, а с образованием окраинно-континентальных прогибов, выполненных мощными осадочными толщами. Эта зона формируется за счет шельфа и

отличается широким развитием глыбовой тектоники, аккумулятивных процессов, заполнением осадками окраинно-континентальных прогибов и локальным проявлением вулканизма на коре континентального и океанического типа. Континентальные уступы лишены крупных активных вертикальных разрывов, тектонических надвигов и глубоководных желобов, характерных для окраин деструктивного типа. Там, где деструктивная граница океана сопровождается опусканием базальтовых плато, наблюдаются параллельные побережью флексуры, пронизанные сериями даек основных пород, по возрасту соответствующие времени образования побережья.

Океаны с деструктивными побережьями с начала мезозоя образовывались от периферии к центральным частям по системе телескопированных рифтов, а возникновение в них суши происходило периодически в связи с талассократонным орогенезом. Активные эндогенные процессы поэтапно сходились в центральных частях океана, приводя к образованию срединно-океанических хребтов самой молодой вулканотектонической зоны. Периферические рамы рифтов в той же последовательности прекращали эндогенную активизацию.

Отмечается появление вдоль границы континентального подножья и океанической равнины Атлантического океана субмеридиональных глубоких каньонов.

Обширные континентальные окраины, находящиеся в процессе деструкции по периферии шельфов и опущенные на дно океана на глубины более 3,5 км, сохраняют характерную морфологию глыб континентальной коры, утратившей типичные для нее геофизические свойства. Например, глыбы квазиконтинентальной коры образуют куэсты, обращенные к Срединно-Атлантическому хребту у западных подводных окраин Африки на больших глубинах океана. Площадь недавнего обрушения континентальной коры Африки на дно Атлантического океана, согласно данным А. Ю. Юнова [38], показана на рис. 33.

Мобильные переходные зоны отличаются активной сейсмичностью, вулканической деятельностью и контрастным рельефом. Важную диагностическую роль играют данные по возбужденным геофизическим полям: гравитационному, тепловому, магнитному, электрическому.

Переходная зона конструктивного, или тихоокеанского типа, называемая также активной, заложена в геосинклинальных условиях и отличается согласной по простиранию с положением окраины мезо-кайнозойской складчатостью осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. Континентальная кора формируется здесь в процессе геосинклинального орогенеза. В переходной зоне можно отделить зоны вулканизма от зон сейсмичности и дифференцировать их границы, разделяя вулканотектонические пояса расширения и сеймотектонические пояса сжатия, сопряженные между собой.

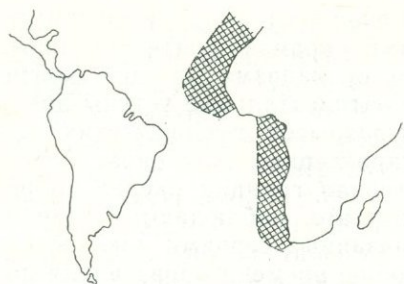


Рис. 33. Площадь обрушения и деструкции континентальной коры Африканского щита (по А. Юнову, 1978г.)

Преобразование двухслойной океанической земной коры небольшой мощности в трехслойную мощную континентальную земную кору приписывается геологической эволюции геосинклиналей, консолидирующихся в орогены и платформы. Эволюция, приводящая к формированию континентальной коры платформенных щитов, проходит ряд стадий под общим названием эпигеосинклинального орогенеза: — раннегеосинклинальная, островодужная — подводный ороген, раннеорогенная, позднеорогенная, с

последующей консолидацией платформ и щитов. Этот конструктивный процесс консолидации земной коры, относящийся к восходящей стадии геотектонического цикла, может быть прерван деструкцией земной коры на любом из этапов. При этом в соответствии с разностадийностью эволюции структур океанизацией или деструкцией может быть захвачена каждая из вновь образованных структур. Переработка глубинными геосинклинальными процессами сопровождается дроблением, раздвижением и опусканием на океанические глубины континентальной земной коры в районах пассивных континентальных окраин при рифтогенезе и образовании внутренних и окраинных морей.

В процессе деструкции континентальной коры образуется регенерированная океаническая кора, вновь вовлекаемая путем эпигеосинклинального орогенеза в формировании континентальной коры.

На фоне эндогенных процессов, формирующих наиболее крупные структуры рельефа земной коры, вулканизм проявляется в создании аккумулятивного рельефа, увеличивающего контрастность земной поверхности суши и дна океана. При этом обширные вулканотектонические поднятия на дне океана, являющиеся фундаментом для вулканических островов, обладающих повышенной мощностью второго и третьего слоя океанической коры, сложенных вулканическими породами, излитыми в предшествующие вулканические эпохи. Эти возвышенности, образующие протяженные своды и громадные купола, являются подводными морфоструктурами океанического дна, в то время как надстраивающиеся вулканические постройки часто поднимаются над поверхностью океана.

В зависимости от возраста, происхождения и структуры второго слоя, частично сложенного осадочными и метаморфическими породами, переслаивающимися с базальтами, определяется его рельеф и роль у континентального подножья: а) по тектоническому контакту ступенчатых разломов континентальной флексуры базальтовые покровы дна океана могут граничить с их продолжением на континентах в виде трапповых покровов, б) второй слой

океанической коры может погружаться и замещаться у подножья континентов мощными толщами осадков окраинно-континентальных прогибов или выклиниваться в сторону континентального склона.

Континентальный склон образован уступами различной крутизны и его морфология отличается в зависимости от структуры; сбросовая граница континента характеризуется ступенчатым глыбовым склоном, часто завершающим флексурный изгиб материка, спускающийся к океаническому дну. При длительном погружении материковой окраины на материковом склоне накапливаются толщи осадков от верхнеюрского до четвертичного возраста.

Характерная связь вулканов дна океана с контрастными структурами позволяет признать важную роль тектоно-магматической активизации в обстановке интенсивных вертикальных движений. Образование вулканов дна океана происходит в геосинклинально-орогенных и эпиплатформенно-орогенных условиях. Для срединно-океанических хребтов характерны офиолитовые комплексы, включающие слабо дифференцированные гипербазиты, вулканические члены которых по своему химическому составу и геохимическим параметрам близки к типичным океаническим толеитам (т. е. излияниям, распространявшимся в виде базальтовых покровов по дну океана в системе все более молодых рифтов, сужающихся к оси срединно-океанических хребтов). Следовательно, по распространению толеитов на дне океана можно судить о стадиях его образования, начиная с наиболее древних областей обрушения рифтового типа, захватывавших наибольшие площади, постепенно сужавшиеся до размера рифтов срединно-океанических хребтов. Это соответствует утверждению Л. П. Зоненшайна (1974 г.), что по распространению разновозрастных толеитов можно реконструировать стадии формирования океанических бассейнов. Это следует также из тектонических построений телескопированного рифтогенеза [30] и тектонической схемы срединно-океанического хребта, составленной А. В. Пейве (1976 г.). Гипотеза новой глобальной тектоники обеспечивает физическую модель поверхностных деформаций, но не может объяснить хода процесса, включающего вертикальные тектонические движения, сопряженные с вулканическими фазами. Помимо этого эпейрогенические движения необъяснимы с позиции новой глобальной тектоники как в целом, так и в связи с вулcano-тектоникой. Напротив, смещение активных вулканических процессов, сопряженное с возникновением серии рифтов, вложенных друг в друга и омолаживавшихся к оси океана, хорошо объяснимо с позиций телескопированного рифтогенеза.

Трудно предположить, что деструктивные океанические окраины после платформенно-рифтогенного обрушения сменяются мобильным поясом, развивающимся к центру океана уже в виде геосинклинали. Геосинклинальные процессы мезо-кайнозоя, как правило, свойственны для конструктивных орогенных окраин континентов, окаймленных островными дугами. При развивающемся последовательно от континентов вулcano-тектоническом процессе

рифтогенеза срединно-океанические хребты можно рассматривать как океанические эпиплатформенные орогены с рифтовым вулканизмом. Масштаб теплопереноса и вулканизма в рифтах срединно-океанических хребтов, вероятно, уступает масштабу этих процессов в вулканотектонических структурах типа Императорского и Гавайского хребтов, а также в сводовых и купольных вулканотектонических поднятиях центральных частей океанов, поскольку они принадлежат к областям прогрессивного вулканизма. Прогрессивный вулканизм — это гомодромно развивающийся вулканический процесс на стадии роста вулканических сооружений, сопровождающий вулканотектонический цикл до начала кальдерообразования и других деструктивных процессов на фоне повышения ГУВИ. Регрессивный вулканизм — это антидромно развивающийся процесс, сопровождающий деструктивные процессы разного масштаба с понижением ГУВИ.

Вулканизм в пределах региональных структур дна океанов должен отличаться своеобразными чертами. Действительно, известны ареальные базальтовые излияния, образующие второй слой океанической земной коры, и вулканические процессы, свойственные для различных типов орогенеза, которые можно сопоставить с континентальными. Для равнины талассократонов характерны абиссальные холмы — вулканические структуры, образованные при излияниях лавы на морское дно и покрытые осадками. Эти холмы можно сопоставить с вулканами платоизлияний континентальных платформ.

В западной части Тихого океана широко распространены структуры, сложенные метаморфическими толщами и являющиеся срединными массивами земной коры континентального происхождения. Геологическая природа этих массивов трактуется по-разному, позволяя предполагать происхождение талассократона Тихого океана за счет погружения древних континентальных платформ.

Если Тихоокеанский талассократон является погружившейся платформой, которая приобрела черты океанической земной коры, то она должна быть окаймлена складчатыми поясами и разбита крупными разломами.

Классификация континентальных структур земной коры основана на стадийности развития геологических процессов формирования мобильных орогенных поясов, в конечном итоге стабилизирующихся в континентальные платформы и щиты. Исходной позицией развития структур является геосинклинальный процесс. Каждая сменяющая друг друга в вертикальном направлении региональная структура характеризуется присущими только ей геологическими формациями. Последние, и в том числе вулканические формации, могут служить индикаторами для определения стадий регионального тектонического режима.

Что касается вулканических формаций океанов, то поскольку в тектонической характеристике океанических областей также существуют мобильные и стабильные области, то можно предполагать преемственность между развитием их структур. Формирова-

ние континентальной и океанической коры согласно схеме новой глобальной тектоники — независимые процессы, пересекающиеся только на континентальных окраинах тихоокеанского типа, где за счет океанической земной коры и формируются геосинклинально-континентальные структуры континентальной коры, наращивающей континенты. При этом океаническая кора образуется лишь в зоне спрединга, а явный процесс ее образования при обрушении континентов не обсуждается. Если это так и континентальная земная кора чужда земной коре океанов, а процесс формирования океанических структур столь не сходен с континентальными, то возникает вопрос: почему вулcano-тектонические структуры и вулканические формации на океаническом дне столь близки по своему строению, морфологии и составу с континентальными? Эта коллизия может быть разрешена разными путями: как путем исследования и сопоставления строения и структур океанического дна с континентальными, так и изучения и сопоставления вулканических формаций, океанов и континентов, в значительной степени играющих роль индикаторов тектонических процессов.

Теоретически предполагаемые структуры, созданные спредингом и субдукцией на дне океана, не получили однозначного геоморфологического выражения. Поскольку растяжение в срединно-океаническом хребте должно сопрягаться со сжатием и спуском под континент избытка океанической коры у континентальных границ островных дуг, субдукция является дополнением к спредингу. Следовательно, спрединг и субдукция могут существовать только одновременно.

При образовании в срединно-океаническом хребте океанической коры и ее смещении к окраинам континента по схеме спрединга должно происходить превращение форм рельефа по направлению растяжения и гребни срединно-океанического хребта, смещаясь от рифтовой зоны, должны погружаться на дно океанических котловин, образуя там холмистый рельеф. Однако, как показал А. В. Ильин [8], между этими формами рельефа отсутствует структурно-геоморфологическая преемственность, а зональное преобразование рельефа прослеживается только по простиранию срединного хребта. Это позволяет утверждать, что формирование крупных морфоструктур дна океана не испытывает эволюционных изменений вкост простирания срединно-океанического хребта, параллельно направлению спрединга. Таким образом, формы рельефа на океанической коре изменяются только в связи с вертикально направленными преобразованиями океанической земной коры.

Данные о вертикальных тектонических движениях дна океанов не подчиняются «схемам» новой глобальной тектоники. Поэтому их обычно оставляют в тени, хотя роль вертикальных движений в образовании океанов и морей чрезвычайно важна и не отрицается мобилистами. Вертикальные движения обуславливают тектонические границы между океаническими депрессиями и сушей.

Латеральные изменения, связанные с эволюцией рельефа, наблюдаются только в аналогичных зонах по простиранию структур:

вдоль срединно-океанических хребтов, вдоль холмистых котловин и т. п. Все это дает основание сомневаться в наличии спрединга в масштабах, допускаемых новой глобальной тектоникой.

Помимо известных положений новой глобальной тектоники существуют представления о «мини-спрединге», связанном с тепловыми процессами расширения при миграции магмы в сводовые поднятия срединно-океанических хребтов. Однако это расширение имеет пульсационный характер в соответствии с пульсационным, периодическим поступлением энергии из глубин Земли. Следовательно, в свете этой идеи нельзя говорить о непрерывном направленном раздвижении литосферных плит и дрейфе континентов.

Литосферные плиты в пограничных зонах характеризуются сейсмичностью, вулканизмом, рельефом. Все эти качества зонально сопряжены между собой в процессах орогенеза, изучаемых структурно на основе геосинклинальной теории. Этот основной путь анализа динамических структур и разделения границ литосферных плит не использован при построениях новой глобальной тектоники.

Рифты срединно-океанических хребтов и глубоководные желоба, рассматриваемые мобилистами соответственно как зоны спрединга и субдукции, являются со значительно большей достоверностью отражением других более естественных и общеизвестных геологических процессов.

Предлагаемый для объяснения этих процессов механизм телескопированного рифтогенеза — это не геологическая теория или гипотеза, а рабочая схема, построенная на элементарном толковании фактов, обобщенном до уровня кинематики структуры дна океана. В этой кинематической схеме получают объяснение следующие факты: 1) увеличение возраста базальтов и перекрывающих их пород (не считая четвертичного чехла) от срединно-океанических хребтов к окраинам континентов, 2) увеличение возраста палеомагнитных аномалий от срединно-океанических хребтов к окраинам континента, 3) строение и состав триады: базальты, известняки, глинистые илы, последовательно слагающей снизу вверх дно океана, 4) уменьшение размеров океанических трансгрессий с конца мезозоя к четвертичному времени.

В кинематике телескопированного рифтогенеза прослеживается логическая связь между фактами, являющимися результатом процессов, протекающих на дне океана и вовлекающих в сферу своего влияния структуру, вещественный состав, последовательность залегания пород, слагающих дно океана и формирующих его рельеф. Индуктивным путем рассмотрена система событий, выявленных и изученных различными методами исследования: структурной геологией, геоморфологией, петрографией, стратиграфией, геофизикой, (магнитометрией, сейсмологией, теплофизикой, гравиметрией) и характеризующих процесс рифтогенеза. По этому пути можно пойти после сопоставления и систематизации этих фактов, для их дедуктивного объяснения в качестве взаимосвязанной сложной системы структур дна океана. Из совокупности фактических данных

возникли индуктивные принципы общей схемы, являющейся обобщением, не имеющим «острых углов».

Проверка каждой схемы заключается в выявлении системы явлений, которые могут быть результатом только данного хода событий, в рамках истории. Возникает ряд вопросов: могут ли быть логически выведены из совокупности научных наблюдений структуры дна океана такие новые системные качества, как спрединг? Как далеко заходит в этом вопросе научная фантазия путем представления о растяжении дна океана и формирования новой земной коры в рифтах срединно-океанического хребта? Каковы факты, которые могут поставить предел этому дедуктивному обобщению? Каков иной путь, который может быть предложен для объяснения существующей структуры дна океана?

Можно ли для утверждения схемы новой глобальной тектоники отбросить без вреда для всей системы научного мышления фактические данные, полученные путем глубоководного бурения, для тектонического, вулканологического, геоморфологического, стратиграфического, литологического исследования? Имеются ли явления, принципиально не объяснимые путем схемы новой глобальной тектоники, но нашедшие себе объяснение путем телескопированного рифтогенеза?

Возможна ли преходящая роль геотектонических дедуктивных представлений? Допустимо ли утверждение, что спрединг на определенных исторических этапах развития Земли существовал, а потом был заменен другими процессами? Изменялись ли исторически условия развития Земли до создания нестационарных процессов, исключаящих друг друга? Например, может ли растяжение и обновление земной коры в океанах перейти в телескопированный рифтогенез? Каковы прогнозные возможности рассматриваемых дедуктивных построений и каковы условия их проверки при исследованиях?

Гипотеза новой глобальной тектоники признает в срединно-океанических хребтах только напряжения растяжения, а в островных дугах лишь напряжения сжатия. Наличие в этих динамических структурах рифтов и линз гипербазитов, находящихся в соседних зонах срединно-океанических хребтов, является показателем несостоятельности «новой глобальной тектоники». Рифты как структуры, которым на этапе поднятия аномально высокого теплового потока присуще растяжение, а гипербазитовые пояса — как структуры сжатия, сопровождающиеся надвигами и землетрясением, расположены сопряженно в каждой из этих мобильных зон.

Следует подчеркнуть, что современная динамика мобильных поясов, проявляющаяся в форме землетрясений и вулканизма, позволяет судить об отличиях в строении этих поясов как глобальных структур, имеющих различную тектоническую историю, и не только не переходящих одна в другую (как предполагается по гипотезе превращения срединно-океанических хребтов в островные дуги после их перемещения при расширении дна океана к окраинам континента), но образующихся на земной коре разных типов,

в разные этапы истории Земли и соответственно формирующих различные геологические структуры. В этих структурах все различается — глубина очагов землетрясений сейсмических поясов, их структура, типы вулканизма и его эволюция, зональность и распределение вулканов по отношению к мобильному поясу и его положению в структуре земной коры.

Срединно-океанические хребты являются вулкано-тектоническими структурами орогенного типа на океанических платформах. Продуктов дифференциации толеитов в срединно-океанических хребтах, однако, не наблюдается. Возможно, процессы дифференциации охватывают здесь более длительное время по сравнению с петрохимической эволюцией островодужных структур в геосинклинально-орогенном тектоно-магматическом цикле. Площадь неустойчивого состояния земной коры весьма значительна. Остается неясным, какая доля этой территории принадлежит площадям, охваченным конструктивными и деструктивными процессами. Расчеты в этом плане очень спорны. Однако, исходя из представления, что деструктивные процессы связаны с понижением ГУВИ и антидромным характером вулканических дифференциатов (в противоположность конструктивным процессам, где идет созидание рельефа, повышающего ГУВИ, и гомодромная вулканическая дифференциация), можно предполагать, что усложнение структуры земной коры при создании континентов является исторически направленным процессом. Отсюда следует, что океаническая кора, образуемая при деструкции континентов, является вторичной и отличается по своему составу от первичной океанической коры.

Можно предполагать качественное различие в формировании конструктивных переходных зон на границе континентов и первичной океанической коры океанов и в межконтинентальных впадинах, где деструктивные процессы сменились конструктивными. Поскольку деструктивные процессы связаны с дефицитом энергии, поступающей к земной поверхности, естественно полагать, что в результате наступающего понижения ГУВИ вулканизм в процессе образования океана оказывается сопряжен с телескопированным рифтогенезом, обеспечивающим на фоне постепенного ослабления вулканизма наиболее длительное его проявление, вплоть до иссякания при исчерпании энергии. Таким образом, соблюдается принцип экономии энергии — в процессе формирования деструктивного глубокого дна океана используются наиболее энергоемкие базальтовые магмы.

Если два процесса могут быть осуществимы, то из них реализуется тот, который потребует наименьшей затраты энергии. Поэтому при образовании дна океана преимущество принадлежит телескопированному рифтогенезу. Ведь при его осуществлении тепломассоперенос к земной поверхности происходит по физическому закону оттока тепла в паровой машине от горячего резервуара к холодному. Обрушение свода при рифтогенезе также осуществляется естественным путем гравитационного обрушения кровли вулканического очага, опустошенного при излиянии. Сравнительно с

этими процессами горизонтальное перемещение континентов требует затраты энергии в многократно большем количестве, причем ее источники остаются весьма проблематичными.

В вулканических областях происходит периодическая смена процессов тепломассопереноса, направленного к земной поверхности, его оттоком, сопровождающимся понижением ГУВИ. При этом происходит смена площадных излияний вулканизмом в вулканических поясах. Ширина этих поясов, по мере истощения вулканической энергии, сужается путем телескопированного рифтогенеза. Такой процесс типичен для вулканических поясов островных дуг и ранних орогенов. Завершение телескопированного рифтогенеза в центре океана столь же естественно, как и замыкание альпийских геосинклинальных поясов орогенезом в Средиземноморском регионе.

Гипотеза телескопированного рифтогенеза применительно к океаническим площадям возникла как альтернатива гипотезы спрединга, исходя из симметричной структуры дна Атлантического океана, сопровождаемой полосчатыми палеомагнитными аномалиями. Формирование дна Атлантического океана с подобием его побережий, свойственного рифтам, сопровождается увеличением возраста пород дна и второго слоя по направлению к континентам и свидетельствует в пользу замыкания телескопированного рифтогенеза к центру океана.

Отрицать аналогии в процессах телескопированного рифтогенеза мобильных вулканических поясов и океанов только из-за различия в размерах этих структур — значит не признавать законности сравнительного анализа геологических структур. Конструктивный рост континентов, создавая условия для сложной дифференциации магматических очагов, ведет к горообразованию и повышению ГУВИ с ослаблением на крайних стадиях гомодромной дифференциации вулканизма и созданием высокогорного рельефа.

Геоморфологическое отражение на дне океана получают в первую очередь многочисленные тектонические, вулкано-тектонические и вулканические структуры. Соответственно несравненно меньше, чем на суше, выражены на дне океана, преимущественно в шельфовой зоне, эрозионные структуры. Значительно более спорно предположение о крупных перерывах и несогласиях в стратиграфическом залегании верхнемезозойских — палеогеновых и палеоген-неогеновых отложений дна океанов. Эта проблема, связанная с изучением трансгрессий и регрессий, требует пристального внимания.

Морфологический и стратиграфический разрыв между третьим и вторым слоем океанического дна, вероятно, аналогичен разрыву, наблюдаемому между платформенным субстратом и трапповыми покровами на континентах.

Бурение базальтов второго слоя океанической коры показало присутствие между базальтовыми покровами осадочных пород. Это позволяет считать, что ареальные излияния базальтов чередо-

вались с процессами осадкообразования подобно континентальным трапповым формациям.

Переход земной коры континентального типа в земную кору без гранитного слоя (океаническую) и обратный процесс возможны в различных геолого-структурных и морфологических ситуациях. Формирующиеся при этом переходные зоны имеют характерные морфологические черты.

Каким путем происходит океанизация континентальной коры и континентализация океанической — не ясно, хотя второй процесс геологически выглядит объяснимо, а первый существует «дефакто»: опускаясь на дно океана, на соответствующих глубинах континентальная кора как бы автоматически становится океанической. Что при этом происходит физико-химически, не ясно, но геофизика регистрирует этот факт.

Рассмотрение переходных зон не только в зоне конструктивных, но и деструктивных процессов образования континентов расширяет диапазон условий взаимоперехода континентов и океанов. Конечно, здесь нет жестких рамок, как и во всякой классификации, в условиях конструктивных областей имеются зоны, где переход заключается не только в консолидации, но и в распаде — как и в зоне деструктивных окраин. Через морфологические черты зон перехода океан—континент непосредственно устанавливается связь с геологическими условиями этого загадочного процесса.

В конструктивных условиях морфология переходной зоны проявляется как подводный орогенез — образование островных дуг, глубоководных желобов, окраинных морей. Прямым агентом преобразования океанической коры в континентальную является геосинклинальный процесс. Гораздо более сложная картина обратного преобразования и в то же время элементарно простая в морфологическом стиле рисуется у деструктивных окраин континентов — океанов.

Африканская платформа окаймлена зонами опускания континентальных блоков, образованными в позднемезозойское-кайнозойское время. Эти перикратонные опускания являлись прогибами с накоплением многокилометровых толщ по окраинам континента на границе впадин океанов, относящихся по возрасту к тому же времени. Прибрежная равнина сменяется здесь шельфом, обрывающимся материковым склоном к материковому подножью, нагруженному толщей рыхлых осадков (мощностью до 5 км), снесенных с континента. Под этой толщей отложений мощность континентальной коры уменьшается и кора постепенно выклинивается; область, захваченная структурами обрушения, простирается на расстоянии более 500—600 км от берегов Африки в сторону Атлантического океана. Эта зона перехода континентальной коры в океаническую значительно спрямляет характерные изгибы западных берегов Африки, в результате чего исчезают специфические подобные контуры континентов, питающие воображение мобилистов, предполагающих совпадение окраин «раздвинутых» Африки и Южной Америки.

После деструкции континентальной коры сохраняются различные ее реликты: 1) пассивные глыбы опущенной континентальной коры с мелководными осадками, не захваченные тектоно-магматическими процессами, их рассматривают в качестве микроконтинентов (краевых плато) — Роккол, о-ва Фарерские, о. Ян-Маен; 2) вулкано-тектонические поднятия (Багамское, Бермудское); 3) отрезки складчатых поясов различного возраста, в том числе альпийского, испытывающие тектоно-магматическую активизацию.

Изучение поведения на дне океана различных участков континентальной коры имеет важное значение для понимания кинематики океанической коры и проникновения в ее пределы активных процессов.

Расширение областей переработки континентальной коры в океаническую поставило под сомнение и основное доказательство дрейфа континентов — подобие окраин Западной Африки и Америки. Очертания подводных континентальных плато у их берегов оказались лишенными всякого подобия.

В течение последних лет гипотеза новой глобальной тектоники прошла сложный путь развития по мере невольного увеличения количества плит, принимающих участие в ее процессах: от 6—10 макроплит, равных по размерам целым материкам и даже превышающих их, сторонники новой глобальной тектоники стали вынуждены прибегать к более мелким плитам и даже микроконтинентам и микроплитам. В результате по закону диалектики количество перешло в качество, и ныне новая глобальная тектоника, включающая множество микроплит, сойкнулась с концепцией глыбовой тектоники. Свойствами же глыбовой тектоники являются резко сократившиеся горизонтальные перемещения, размеры которых уменьшились пропорционально увеличению количества плит. Геофизические данные о наличии континентальной и переходной к океанической коры, достигающей (наряду с микроконтинентами) районов, смежных со срединно-океаническими хребтами, уменьшили ширину зоны, подвергающейся «спредингу», до границ срединно-океанических хребтов и поставили под сомнение наличие субдукции под континенты. Наряду с этим появилось объяснение «полосчатой» палеомагнитной структуры дна океана более реалистическими геологическими процессами, чем спрединг.

Морфоструктурные и геофизические данные подчеркивают горизонтальную расслоенность строения и плотностей земной коры дна океана и характер ее вертикальных перемещений, являющихся причиной изменений в динамической обстановке образования морфоструктур.

Различаются изменения двух родов: в первом случае они относятся к строению земной коры, контролирующему глобальные морфоструктуры континент—океан; изменения второго рода касаются мощностей слоев коры при сохранении их общего состава, отвечающего геофизическим показателям и проявляющегося на различных горизонтах морфоструктур — хребтов, впадин, поднятий, разломов, рифтов регионального типа.

Значение в строении дна океана вертикальных движений земной коры доказано данными о погружении в верхнемезозойское — кайнозойское время мелководных осадков на большие глубины океана и поднятии крупных горстов и сводов к его поверхности.

Океаническая кора в конструктивных условиях первого рода переходит в континентальную за счет геосинклинальной консолидации в процессе орогенеза с наращиванием континентальных окраин. Естественно предположить, что если в докембрийских кратонах мощность жесткой охлажденной коры (корней материков) достигает 400—600 км, то по мере омоложения континентальной коры к периферии конструктивной окраины континентов северного полушария мощность их платформенной коры уменьшается. Континенты оказываются лежащими на утоняющихся к океану фундаментах. При этом если континенты гондванской группы обрамлены круто обрывающимися уступами континентальной коры, то соответственно профиль Евразии и американских континентов представляется лодкообразным со скошенной со стороны Атлантики кормой и выклинивающимся «носом», обращенным к Тихому океану.

Следует подчеркнуть сопряженность горообразования дна океанов и континентов в двух системах: 1) островных дуг являющихся промежуточным этапом эпигеосинклинальной эволюции, переходящим в орогены и смыкающимся с ними на континентах (Курилы—Камчатка, Алеуты—Аляска), и 2) рифтовых поясов срединно-океанических хребтов, стыкующихся с рифтами континентов (хребет Карлсбергер—Аденский залив — Красное море). Это дает основание отметить эпигеосинклинальную и эпиплатформенную роль этих орогенных систем, подчеркнутую разномасштабными вулканическими процессами, соответствующими «скачку» ГУВИ со дна океана на континент.

Трансформация вулканических поясов на границе океан—континент отмечается также при выходе вулканических гор со дна океана на континенты (Чагос—Лаккодивский хребет—плато-базальты Деккана, Китовый хребет—Юго-Восточная Африка, вулканический хребет Гвинейского залива — авлакоген Камерун—Чад). Необходимо отметить также скачок высот вулканических гор на этих ступенях (вулкан Камерун — 4070 м, вулканический о. Фернандо-По — 3008 м, не считая подводного цоколя. Тенериф — 7000 м, включая подводный цоколь).

Возможна аналогия между трапповыми излияниями на континентальных синеклизах и в океанических котловинах атлантического типа. При этом излияния в океанических котловинах, обрамляющих срединно-океанические хребты, не сопровождаются полосчатыми палеомагнитными аномалиями и имеют пониженную интенсивность сравнительно с интенсивными линейными палеомагнитными аномалиями вдоль срединно-океанических хребтов. К окраинам континентов площади регенирированной океанической коры погружаются под осадки периокеанических прогибов. При этом на расстоянии несколько сот километров от побережья Западной

Африки на глубинах 4—6 км отмечаются уступы квазиконтинентальной коры на сейсмических профилях.

Если рифтогенез рисуется как процесс, сопровождающийся вулканизмом только в пределах срединно-океанических хребтов, то, поскольку телескопированный рифтогенез также находится в соответствии с палеомагнитной схемой Хейслера, отпадает необходимость в гипотезе спрединга, так как зона Бенюфа по флангам срединно-океанических хребтов отсутствует. Предположение о раздвижении континентов, отделенных от срединно-океанических хребтов широкой зоной регенерированной океанической коры, не выдерживает критики. Следовательно, наиболее вероятным механизмом образования базальтовых покровов второго слоя на дне океанов атлантического типа являются площадные излияния, сопровождающиеся обрушения окраин континентов и завершающиеся телескопированным рифтогенезом вдоль гребня срединно-океанических хребтов. Несомненно также, что ряд других процессов (аккумуляция, денудация, планация), определяющих горообразование, различаются в субэкральных и подводных условиях, создавая различные горные ландшафты.

Основным фактором снижения рельефа горных хребтов суши являются денудационные процессы. Для подводных хребтов денудационные процессы имеют подчиненное значение, но регулятором высоты этих сооружений является погружение их фундамента под влиянием нагрузки, что хорошо наблюдается для пьедестала Гавайского хребта, где окружающий его вал сочетается с краевым прогибом.

Вулканические излияния происходят в периоды активизации земной коры, в течение которых господствуют процессы растяжения и внедрения глубинных пород эпохи «спрединга».

Представления об одновременных поднятиях или опусканиях всей поверхности Земли опирается на малодостоверные гипотезы о пульсационном изменении всего объема земного шара. Более реальными являются данные о дифференцированных вертикальных движениях крупных сегментов земной поверхности, вызывающих эвстатические колебания уровня Мирового океана в виде трансгрессий и регрессий, образующих поверхности выравнивания различных рангов. Учитывая громадные объемы излияний вулканических продуктов и освобождаемой ими воды в мезо-кайнозое на дне океанов и связь излияний с вулканотектоническими поднятиями, сокращавшими свою площадь на дне океана в течение этого времени, можно говорить о постепенном увеличении морских регрессий с континентов и о нарастании, начиная с плейстоцена, роли в колебаниях уровня океана климатических факторов (оледенения).

Следовательно, динамика мирового океанического бассейна и изменение объема его вод в разных районах земного шара в течение мезо-кайнозоя зависели главным образом от процессов перемещения гидросферы под влиянием эндогенных и космогенных процессов. В тектоно-магматических циклах — это периодические

процессы, свидетельствующие о пульсационной смене в подвижных поясах земной коры растяжения сжатием.

Площадь дна Мирового океана сокращается в переходных зонах тихоокеанского типа за счет окраинного геосинклинально-орогенного процесса и увеличивается у окраин атлантического типа за счет погружения на дно континентальных блоков. На фоне прогрессирующего сокращения объемов океанических трансгрессий в течение мезо-кайнозоя указанные процессы обеспечивают некоторый баланс объема океанических бассейнов. Направленному процессу сокращения масштабов трансгрессий должно искать объяснения. Одним из них является возможность повышения уровня воды в океанах при вулкано-тектонических поднятиях во время массовых базальтовых излияний. Это сопровождается дополнительным поступлением воды в океан за счет дегазации магмы.

С глобальными поверхностями выравнивания могут быть связаны эпохи обширных площадных базальтовых излияний, обусловленных опусканием континентов, как процессом понижения ГУВИ. Наряду с этим процессом и чередуясь с ним, происходит эвстатическое поднятие уровня океана, сопровождающее массовые излияния базальтов на пониженном ГУВИ. Вулканизм в этих условиях сопровождается вулкано-тектоническим поднятием дна океана и формируется вода, освобожденная из дегазируемой магмы. Согласно представлениям, исходящим из последовательного уменьшения в течение мезо-кайнозоя площадей океанических базальтовых излияний, путем сужения их площадей телескопированным рифтогенезом на дне океана, площади трансгрессий постепенно уменьшались, в неогене захватывая лишь окраины континентов. Учитывая пульсационность энергетических процессов вулканотектоники, можно объяснить периодичность эвстатических поднятий уровня океана, не прибегая к гипотезе изменения объема земного шара.

Значение трансгрессий в формировании поверхностей выравнивания признается многими геоморфологами. Ю. А. Мещеряков, исходя из этого, выдвинул понятие о полигенных поверхностях выравнивания, формирующихся за счет морской абразии и денудационного выравнивания.

Процессы вулканизма в океанах атлантического типа в течение мезо-кайнозоя сокращались по площади, сужаясь к центру океана до пределов рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Соответственно уменьшались размеры трансгрессий, захватывавших к концу неогенового времени лишь окраины континентов. Проблемы повышения уровня воды в океане за счет поднятия подводных хребтов и вулканизма рассматривались Г. Менардом (1967 г.). Динамика морфоструктур вулканотектонического типа, вероятно, в значительной степени регулировала уровень Мирового океана в течение мезо-кайнозоя.

**Вулканический рельеф дна океанов.** Выделяются следующие главные морфологические типы океанических подводных вулканических построек: а) базальтовые покровы второго слоя дна оке-

ана и вулcano-тектонические структуры срединно-океанических хребтов; б) щитовые вулканы; в) конусовидные вулканы; г) гайоты — усеченные конусы, опущенные ниже поверхности океана; д) многовершинные вулканические хребты; е) абиссальные холмы.

Геолого-геоморфологические и геофизические исследования открыли зависимость морфоструктур вулканов от региональной геодинамической обстановки. Под крупными океаническими вулканами, гайотами и вулканическими хребтами кровля мантии несколько опущена. Глубинное сейсмическое зондирование показало, что масса этих сооружений в ряде случаев поддерживается более мощной линзой океанической коры, верхняя часть которой построена базальтами.

С начальным базальтовым вулканизмом сопряжено сводовое воздымание и образование положительных морфоструктур на океаническом дне. Этот процесс сопровождается местным растяжением коры, что, вероятно, способствует внедрению магмы, образующей плотные базальтовые покровы, почти лишенные газовых пор и пепловых прослоев.

Мощность базальтов второго слоя дна океана, достигая величины 3—5 км в районах подводных поднятий, падает до 0—500 м в глубоководных котловинах. Отличительной особенностью рельефа глубоководных котловин является большое количество подводных гор различной высоты и формы.

На плоских поверхностях абиссальных равнин известны скопления большого количества невысоких абиссальных холмов. В глубоководных котловинах Атлантического океана — это вулканы, сложенные главным образом пирокластикой щелочных оливинных базальтов, отложенной в мелководных условиях. Эти шлаковые конусы можно считать центрами ареальных базальтовых излияний второго слоя океанической коры. Далее растут вулканические постройки, выходящие над поверхностью океана. Пористая лава и выбросы пепла образуют конусовидные или щитовые вулканы на базальтовых сводах. Под влиянием нагрузки, вызванной этими вулканами, своды испытывают опускание до состояния изостатического равновесия. Вначале опускается центр свода, а его периферия погружается медленно и образуется вогнутая к центру линза. При этом вершины гайотов опускаются на глубину 1000—2000 м от уровня моря, постепенно обрастая коралловыми рифами соответствующей мощности. Погружение вулкана при поднятии его аккумулятивной постройки может быть скомпенсировано литосферным «корнем».

Вулканы срединных хребтов характеризуются конусообразными формами с диаметром основания не более 30 км, они сложены толентовыми и оливинными базальтами.

Непосредственное изучение рифтов срединно-океанических хребтов и рифтовых окраинных морей заставило изменить предвзятую точку зрения о формировании вулканических морфоструктур в рифтах путем линейных, трещинных типов извержений. Пред-

ставление о трещинных излияниях большего масштаба построено на роли магматического «клина», якобы внедряющегося в трещину рифта и раздвигающего дно океана. Теперь установлено, что наряду с тем, что на значительном протяжении срединно-океанических хребтов рифтовые долины отсутствуют (например в Восточно-Тихоокеанском поднятии), главную роль в рифтовых излияниях играют извержения центрального типа, образующие вдоль разломов рифта щитовые и конусовидные вулканы. При этом трещинные излияния происходят на склонах центральных конусов; имея второстепенное значение.

Базальтовые вулканы на трансформных разломах образуют вытянутые вдоль разломов цепи. Форма этих вулканов связана с прерывистыми излияниями, образующими многовершинные постройки.

Отдельные группы вулканов на глыбовых поднятиях океанического дна представлены конусовидными или усеченными конусами (гайотами), сложенными щелочными базальтами.

Переходя к описанию морфологии вулканических образований дна океанов, мы остановимся на двух основных океанах, различающихся деструктивными и конструктивными типами побережий окружающих материков, — Атлантическом и Тихом. Индийский океан обладает побережьями, являющимися сочетанием отмеченных выше типов. Северный Ледовитый океан, не считая вулканических образований на островах северной части Атлантического океана, не отличается широким развитием морфоструктур вулканического происхождения.

### Атлантический океан

Современная морфоструктура дна Атлантического океана образована в результате длительных гетерогенных процессов: дифференцированных поднятий и опусканий, растяжений, сопровождавшихся вулканизмом, сжатий, формирующих складчатые толщи, горизонтальных перемещений по трансформным разломам и глубинного магматизма.

Главные морфологические черты дна океана созданы вулканотектоническими структурами, подводным вулканизмом, формирующим океаническую кору, с образованием подводных хребтов и островов. Последние являются либо сводово-горстовыми поднятиями океанической коры, сложенной базальтовыми излияниями, либо надстройками на фундаменте базальтов второго слоя океанической коры.

Вулканотектонический и вулканический рельеф Атлантического океана представлен следующими крупными морфоструктурами: сводово-глыбовыми поднятиями, Срединно-Атлантическим хребтом, лавовыми плато, вулканическими островами и гайотами — вершинами вулканов, выровненными абразией.

Среди высоких форм вулканического рельефа лежат абиссальные равнины, покрытые холмами — вулканами и лакколитами,

скрытыми конформно залегающим осадочным чехлом. Вулканические островные дуги у побережий центральной и южной Америки рассматриваются в связи с рельефом переходной зоны океан—континент, где формируются наиболее контрастные морфоструктуры разнообразного генезиса, сопряженные со структурами материков. Можно полагать также, что геосинклинальная область — это отрезанный разломами пояс подводного вулканизма дна океана, вовлеченный в зоне перехода к континенту в дифференцированные тектонические движения. При удалении от континентов рельеф дна океанических котловин постепенно становится холмистым и расчлененным вследствие уменьшения мощности осадочного слоя и выхода на поверхность дна вулканического рельефа.

Все эти зоны характеризуются определенными чертами первичного рельефа и физико-географическими условиями вулканической деятельности, связанными с региональной обстановкой вулканизма.

Сейсмические профили, пересекающие дно океана, показывают, что в основании его осадочной толщи залегает неровный вулканический фундамент, образующий второй слой океанической коры. Этот расчлененный рельеф кровли базальтов сходен с рельефом фундамента активных тектонических областей континентов, где он также сnivelирован мощными толщами осадков.

Морфология значительных частей океанического дна создана тектоническими опусканиями и поднятиями в неоген-четвертичное время на 5—6 км, что отвечает масштабу вертикальных поднятий в альпийских поясах, например, в Гималаях, которые соответственно 20—25 млн. лет назад были морским дном, оказавшимся ныне поднятым на 5—6 км над уровнем океана. Если обширные площади континентов опущены в глубины океанов, то можно полагать, что и многие части современных континентов в прошлом лежали на дне океана.

Альпийская складчатая система экваториальной части Атлантического океана от Гибралтара до Карибского моря является областью активного кайнозойского вулканизма. Это соответствует положению экваториального хребта Атлантики в качестве соединительного звена между альпийскими геосинклинальными системами Америки и Европы. На флангах эти системы сопровождаются типичными современными островными дугами. Многочисленные находки на океаническом продолжении Альпийского пояса альпинотипных гипербазитов свидетельствуют о реликтах островодужных систем на дне океана. При этом характерно унаследование этих структур от протерозойских линеаментов. К ним относятся выходы зеленокаменных геосинклинальных толщ и гипербазитов впадины Романш.

Островные дуги Атлантического океана сопровождаются современным активным вулканизмом с контрастным рельефом вулканов центрального типа.

Центрально- и Южно-Американские островные дуги окаймлены желобами. Желоб Пуэрто-Рико простирается примерно на 900 км, с максимальной глубиной 9207 м. Океанический склон желоба более пологий, островной — крутой (до 20°). У подножия островных дуг лежат цепи конусообразных вулканических вершин. Сводово-вулканическими поднятиями являются Антильская и Южно-Антильская внешние гряды островных дуг. Поверхность сводово-вулканических поднятий расчленена слабо, местами над ними поднимаются одиночные подводные вулканы. Внутренние островные дуги несут крупные вулканы андезитового типа. Их морфология подвержена частым изменениям вследствие извержений и мощных эксплозий, разрушающих вулканические постройки, например извержение вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника в 1912 г.

При общей симметрии рельефа Атлантического океана относительно его осевой части — рифта Срединно-Атлантического хребта характерен блоково-грядовый рельеф ложа Атлантического океана, параллельный оси Срединно-Атлантического хребта. Морфоструктурные зоны Срединно-Атлантического хребта — это рифтовая зона с флангами хребта блокового строения. Блоки имеют горизонтальные размеры 10×20 км и крутые уступы высотой 400—800 м, четко выявляющиеся в рельефе склонов Срединно-Атлантического хребта; в абиссальных котловинах блоковое строение установлено по геофизическим данным. Такой рельеф хорошо объясняется с позиций телескопированного рифтогенеза за счет вертикальных тектонических движений и сбросовых уступов рифтов.

Новейший вулканизм Атлантического океана связан со следующими морфоструктурами: 1) рифтовыми зонами Срединно-Атлантического хребта, 2) трансформными разломами, 3) островными дугами, 4) вулкано-тектоническими поднятиями (сводовыми и линейными), 5) авлакогенами.

Подводные вулканические горы находятся в Срединно-Атлантическом хребте, в островных дугах, в океанических котловинах, в глыбово-сводовых поднятиях. Вулканический рельеф занимает большие площади глубоководного дна Атлантического океана с грядовым распространением холмов и субмеридиональным простираем гряд, обусловленным разломами рифтов.

Вне Альпийского пояса, пересекающего Атлантический океан в субширотном направлении, его строение представляется как океаническая платформа, покрытая площадными излияниями толеитовых базальтов и осложненная вулкано-тектоническими структурами.

Сопряженность вулканических структур с тектоническими хорошо проявляется в развитии вулкано-тектонических сводов, смежных с глубокими осадочными прогибами. В ряде случаев континентальные вулканические покровы продолжаются на дне океана, подчеркивая деструктивность окраин континентов, и отделены от них крупными разломами и флексурами, сложенными базальтовыми покровами, а по окраине материкового склона разбитыми

разломами, пронизанными дайками. Важно сопоставление возраста базальтов, слагающих эти дайки, с возрастом трапповых плато континентов и дна океанов.

Вулканизм на кайнозойском этапе истории Атлантического океана охватывал обширные его площади, проявляясь иногда более активно, вне срединно-океанических хребтов являющихся, согласно гипотезе новой глобальной тектоники, основной вулканической структурой океана.

Общий стиль формирования вулкано-тектонических структур и базальтовых излияний дна Атлантического океана с верхнего мезозоя (юры—мела) по неоген-четвертичное время в целом имел центростремительное направление с образованием все более молодых рифтов и вулканов по мере приближения к оси океана. Помимо этого развивались «перистые» системы вулкано-тектонических поднятий, простирающиеся от Срединно-Атлантического хребта к побережьям континентов (Китовый хребет и др.), а также ограниченные сеткой разломов горстовые и сводовые поднятия крупных вулканических массивов (Азорские, Канарские, Бермудские острова) и авлакогены, пересекающие континентальную и океаническую кору.

Вулкано-тектонические подводные поднятия Атлантического океана имеют сводовый характер и лежат либо в глубоководных котловинах (Бермудское, Аргентинское), либо вблизи их континентальной окраины (Зеленого Мыса, Канарское, Роколл). Они иногда выходят на поверхность океана, образуя архипелаги вулканических островов, цоколь которых представляет собой подводное плато, возвышающееся на несколько сот метров над уровнем дна океанических котловин (Бермудское подводное плато, плато Зеленого Мыса и др.). Поверхность вулканических поднятий обычно характеризуется сложнорасчлененным рельефом вулканических гор и холмов.

Вулкано-тектонические процессы на дне Атлантического океана создали протяженные хребты разного масштаба. Среди них Срединно-Атлантический хребет, который прослеживается на несколько десятков тысяч километров. Значительно меньшую протяженность имеют сводово-глыбовые поднятия типа Китового хребта.

Острова Атлантического океана, кроме островов шельфовых окраин, образованных глыбами платформ, отделенных от материка опусканиями по разломам, а также невулканических островов внешних островных дуг, имеют в основном вулканическое происхождение. Вулканы в Атлантическом океане образуют около 60 островов. Они сложены главным образом базальтами. Над дном глубоководных котловин Атлантического океана поднимаются изолированные подводные горы, имеющие конусовидный вулканический рельеф. К ним относятся цепь подводных гор в Северо-Американской котловине — Келвин (878—1994 м), Роккевей (2539 м) и Якутат (1134 м); на севере Канарской котловины — горы Жозефин (150 м), Ампер (40 м), Грейт — Метеор (269 м);

в Бразильской котловине — Вима (37 м), в Капской — гора Отт (1555 м).

Подводные конусовидные вулканы океанического дна имеют крутизну склонов от 10—13° до 30—40° при ширине основания до 100 км, с плотностью вулканических пород 2,6—3,14 г/см<sup>3</sup> и гравитационной и магнитной аномалиями. Подводные вулканы — гайоты с плоскими вершинами — известны к югу от Азорских островов и в южной части океана. М. В. Руденко полагает, что число вулканических гор Атлантического океана превышает 2500 и имеет объем вулканического материала около 820 тыс. км<sup>3</sup>, а общий объем базальтовых лавовых покровов второго слоя дна при средней мощности 3 км составит:  $3 \times 86 \text{ млн. км}^2 = 258 \text{ млн км}^3$  базальтов.

Масштаб вулканизма за период от юрско-мелового до неоген-четвертичного времени значительно уменьшился, о чем свидетельствует огромный объем вулканических пород второго слоя Атлантического океана и сравнительно незначительный объем морфологически выраженных на дне океана вулканических построек — около 1 млн. км<sup>3</sup>.

В Атлантическом океане, между Срединно-Атлантическим хребтом и континентальными подножьями стыкуются сложные вулканотектонические сооружения двух типов. Одни, образованные в виде надстройки на толентовых покровах второго слоя, сложены щелочными базальтами, другие, лежащие на блоках обрушенной континентальной коры, имеют в основании фонолитовые покровы, перекрытые щелочными базальтами и трахитами.

**Вулканизм второго слоя земной коры Атлантического океана.** На севере Атлантического океана в результате дифференцированных движений на дно опустились обширные площади, в том числе Фарерская возвышенность — сложенная каледонидами, выходы которых установлены на банке Роколл.

Фарерские острова образованы палеогеновыми толентовыми базальтами, оливниновыми андезито-базальтами, пемзой, андезитами, фонолитами, трахитами и песчаниками. Такие океанические плато расположены, главным образом, у окраин континентов и являются частями обрушенных их уступов. Поверхность плато расчленена и имеет рельеф вулканического, а также и эрозионного происхождения.

Подводное плато Роколл как блок континента Евразии, возможно, погрузилось на дно относительно недавно и сохранило континентальный тип земной коры. Предполагается, что дно северной части Атлантического океана между Гренландией, Исландией, Скандинавией и Британскими островами представляет собой глубоко денудированную и опущенную поверхность каледонид, на которой расположены более молодые эпиплатформенные осадочные бассейны палеозойского или мезозойского возраста, перекрытые базальтовыми излияниями второго слоя океанической коры. Вулканические покровы, участвующие в строении второго слоя, образованы трещинными излияниями толентовых базальтов,

а частично и высокоглиноземистых и щелочных базальтов (верхние горизонты слоя).

Опускания в северной части Северной Атлантики соответствуют допалеоценовому времени излияний базальтов провинции Туле, вскрытых скважиной с «Гломар Челленджер» на глубине 313 м. Выше здесь залегают базальтовые конгломераты и трансгрессивные терригенные отложения палеогена (верхний палеоцен — низы эоцена), нижнеэоценовые глины и сланцы (100 м), олигоценые известняки (150 м). Фациальный состав разреза свидетельствует об опускании земной коры после базальтовых излияний. К той же провинции Туле принадлежат плато-базальтовые излияния Шотландии, Ирландии и Исландии. В Шотландии в туфо-лаваовой серии обнаружены растительные остатки неогенового возраста, свидетельствующие о неоднократных вертикальных поднятиях и опусканиях района.

Хребт Рейкьянес на продолжении центральной части Северо-Атлантического хребта имеет очень изрезанный рельеф. Отдельные возвышенности склонов представлены базальтовыми куэстами с крутыми южными склонами и пологими северными на северо-западной стороне хребта и противоположного направления на юго-восточном склоне. Это свидетельствует о рифтовых уступах в строении хребта. Склоны хребта Рейкьянес также террасированы и сопровождаются зоной холмистого рельефа с амплитудами высот около 100 м и уклонами не более 10—12°.

Для северной части Атлантического океана характерно существование микроконтинентов — блоков континентальной земной коры. Эта часть океана образована в мел-палеогеновое время, позднее, чем сформировавшаяся в позднем мезозое южная часть Атлантики, где произошло более полное преобразование континентальной коры в океаническую.

Тектоническая деструкция континентальных окраин ведет к их раздроблению, погружению и исчезновению фрагментов континентальной земной коры Африки и Америки согласно схеме телескопированного рифтогенеза симметрично Срединно-Атлантическому хребту.

Тепловой процесс после нестационарного «всплеска ареального вулканизма» затухал к центру Атлантического океана, формируя путем пульсационного сокращения тепломассопереноса рифтовые пояса вулканических излияний второго слоя океанической коры, сужающиеся к центру океана.

**Морфоструктуры вулканов Срединно-Атлантического хребта.** Срединно-Атлантический хребет является пологим сводовым вздыманием океанической коры, происходящим в результате подъема горячих глубинных масс, сопровождающегося дроблением океанической коры на блоки, рифтообразованием на своде хребта и активным вулканизмом и плутонизмом. Хребт занимает одну треть площади дна океана и его склоны обычно не превышают 1—2°, а высота — 1,5 км. Вертикальные движения и вулканизм создали

морфоструктуру дифференцированного сводового поднятия, состоящего из серии субпараллельных хребтов-гребней грядового строения, охватывающих обширное нагорье шириной более 1 тыс. км, со снижением гребней рифтов на флангах хребта. В Срединно-Атлантическом хребте сохранились гребни рифтовых уступов по разломам, образованным в течение кайнозоя и охватившим зону, в которой четко проявляются субпараллельные палеомагнитные аномалии, смещенные по трансформным разломам, как и гребни рифтов, на 330—900 км (экваториальный разрыв).

Детальные исследования Срединно-Атлантического хребта, проведенные Д. М. Печерским (1974 г.), показали несовпадение знака аномалий магнитного поля со знаком остаточной намагниченности подводных базальтов, а также отсутствие корреляции между интенсивностью аномалий магнитного поля и величиной намагниченности базальтов.

Не прибегая к гипотезе растяжения дна океана, можно объяснить полосовые палеомагнитные аномалии, связанные с различной намагниченностью разновозрастных базальтовых покровов, слагающих дно океана. Возраст этих базальтов, как и подстилающих пород, увеличивается от Срединно-Атлантического хребта к берегам Атлантического океана (рис. 34). Такое строение объясняется телескопированным рифтогенезом, также наблюдаемым в молодых вулканических поясах и в Красном море, где рифты возникают не путем спрединга, а в виде серии вложенных вулканотектонических обрушений, более молодых к центру океана. Что касается океанической территории, выходящей за рамки Срединно-Атлантического хребта и его склонов, то области абиссальных котловин и континентальные уступы отличаются изометричностью палеомагнитных аномалий, свойственных и для трапповых областей, что свидетельствует о принадлежности этой территории к области платформенных обрушений, захватывающих площади, не подчиненные строго линейным структурам. Выровненное и спокойное магнитное поле также наблюдается и в районах окраинных блоков океанической коры (триас-раннеюрских). Таким образом, эти области выпадают как из структур, якобы подчиненных спредингу, так и структур, обязанных происхождением телескопированному рифтогенезу.

Вдоль восточных шельфов Северной Америки и к юго-западу от Атлантического шельфа Африки изучены магнитные аномалии, соответствующие узкому возмущающему источнику с вертикальными границами. Возможно, что источниками этих аномалий являются эффузивно-интрузивные трещины флексур, разделяющих разновозрастные поля континентальных траппов и океанических базальтов.

Гребень Срединно-Атлантического хребта отличается сложно расчлененным рельефом. Острова центральной части Атлантического океана (Ян-Майен, Исландия, Азорские, Сан-Пауло) являются в основном лавовыми плато и вершинами вулканов срединного хребта. Вулканические извержения здесь происходят и в на-

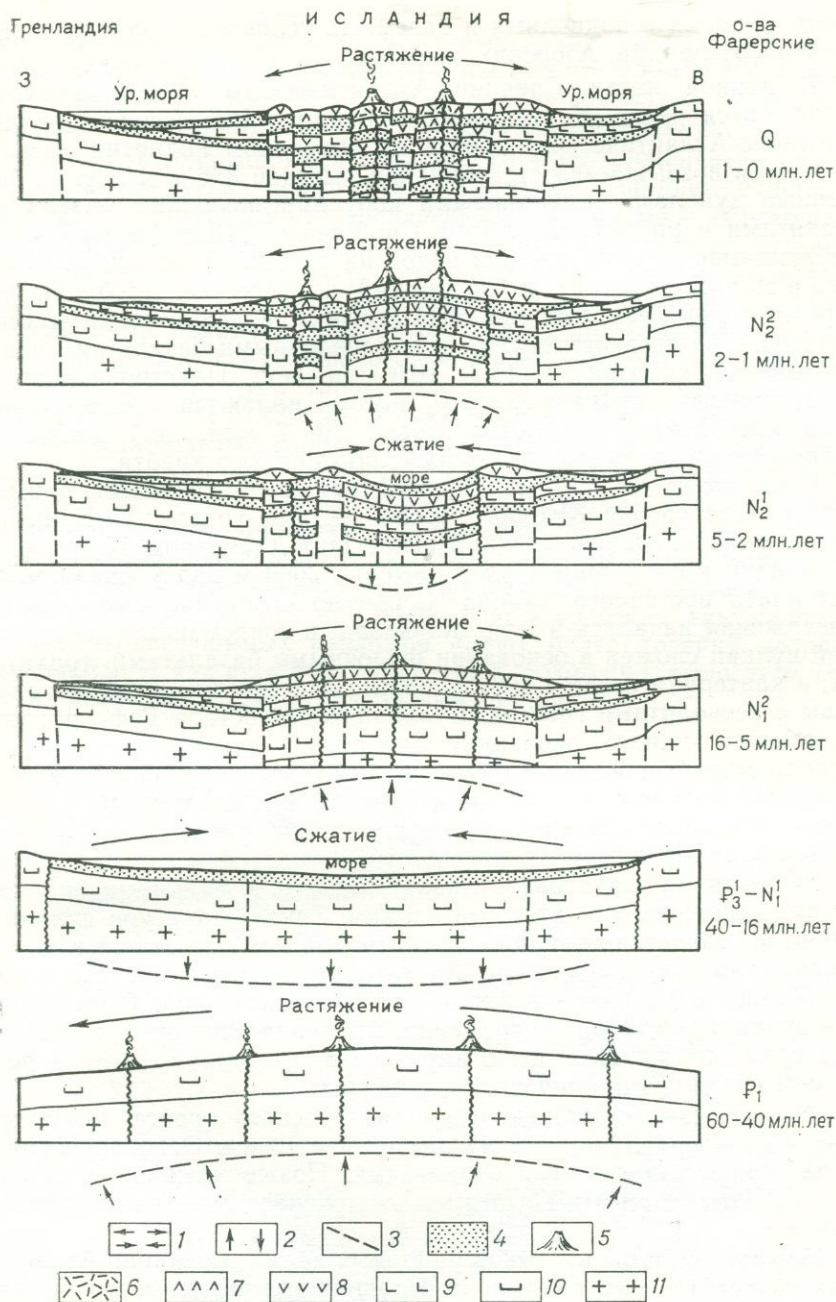


Рис. 34. Эволюция морфологии о. Исландии.

1 — растяжение—сжатие; 2 — направление тепломассопереноса; 3 — разломы: а — тектонические, б — вулканические трещины; 4 — морские осадки; 5 — вулканы; вулканициты; 6 — ллейстоцена, 7 — плиоцена, 8 — миоцена, 9 — эоцена, 10 — палеоцена, 11 — метаморфические породы фундамента

стоящее время в подводных и наземных условиях в районе о. Ян-Майена, Исландии, Азорских островов.

В южной части Срединно-Атлантического хребта вулканы встречаются редко. К ним относятся остров Вознесения — вблизи Срединно-Атлантического хребта на подводном поднятии на глубине 6 км возвышается стратовулкан высокой 876 м над у. м., сложенный куполами и шлаковыми конусами щелочных базальтов, трахитами и риолитами; остров Св. Елены (818 м) возвышается на фундаменте, лежащем под водой на глубине 3 км. Он расположен в 800 км к востоку от Срединно-Атлантического хребта на поперечном разломе. Этот сложный щитовой вулканический массив образован на пьедестале, сложенном щелочными базальтами позднемiocенового возраста (11,3—10,9 млн. лет). Надстройкой этого разрушенного вулканического щита являются базальтовые (10,1 млн. лет) и трахибазальтовые (9—7 млн. лет) излияния, превышающие возраст Срединно-Атлантического хребта.

К восточному склону Срединно-Атлантического хребта примыкает в виде гребня Китового хребта остров Тристан-да-Кунья — громадный подводный вулканический щит диаметром 15 км, поднимающийся с глубины 4 км до высоты 2060 м над уровнем моря над плато восточного склона Срединно-Атлантического хребта. Извержения начались 9 млн. лет назад, и современный действующий вулкан сложен в основании щелочными базальтами, трахитами; в кратерном озере в 1961 г. произошли экструзии базальтовой лавы с ксенолитами гнейсов. Вулканический остров Гоф находится вблизи южного окончания Срединно-Атлантического хребта. Вулкан Эдинбург высотой 900 м поднимается с глубины 3 км. Это огромный щитовой вулкан диаметром 60 км, сложенный в основании щелочными базальтами, перекрытыми трахитовыми лавами, на поверхности которых с эрозионным несогласием залегает вновь базальтовая толща стратовулкана. Купола и дайки на склонах вулкана сложены трахитовыми лавами. Такая структура вулкана, вероятно, свидетельствует о том, что эрозионный перерыв после первой стадии вулканической деятельности наступил в связи с тектоническим опусканием вулкана под уровень океана. Вторая стадия вулканизма и рост современного вулкана Эдинбург, в настоящее время не проявляющего активности, совпадает с новым поднятием вулcano-тектонической структуры.

На южном блоке Срединно-Атлантического хребта находится остров-кальдера Буве (935 м) диаметром 10 км. Основание кальдеры сложено щелочными базальтами. Позже изливались трахиты, андезиты, риолиты. Последнее извержение трахитов произошло в 1958 г.

**Морфоструктуры вулканов рифтовых долин Срединно-Атлантического хребта.** Рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта в районе разломов Курчатова и Атлантис, смещенных относительно друг друга, разорвана на блоки поперечными разломами, на расстоянии до 80 км. Поперечные трансформные разломы в рельефе образуют узкие депрессии, глубины которых превышают глу-

бины прилегающих участков рифтовых долин. Поперечные желоба трансформных разломов выражены лишь в промежутках между смещенными осями рифтовых долин. За пределами трансформного сдвига желоба как формы рельефа выклиниваются.

Рифтовая зона шириной 100—180 км — это ступенчатая депрессия со смещенными осями долин, имеющими ширину дна до 20 км, и структурно-тектоническими ступенями — сбросовыми уступами на склонах рифтовых долин. Эшелонированное смещение соседних участков рифтовых долин характерно для рифтовой зоны Атлантического океана. По обе стороны от рифтовых долин в северной части района простираются сильно расчлененные поверхности, представляющие чередование острых пиков и узких ложбин. Глубина океана здесь 1300—1900 м, а амплитуда расчленения рельефа 200—300 м (до 500 м). Поверхности напоминают сильно раздробленное высокогорное плато на дне океана (рис. 35). Предполагается, что такое плато окаймляет рифтовые гряды с обеих сторон и непрерывно протягивается вдоль всего Срединно-Атлантического хребта. Характерен юный возраст рифтовой зоны, ее тектонический и вулканический рельеф не замаскировывается аккумулятивным выравниванием. Рифтовая зона практически лишена рыхлых осадков, так как очень слабы процессы аккумуляции. Желоба трансформных разломов имеют более древний возраст, чем рифты. В них есть осадки, которые, возможно, выносятся также из рифтовых долин в поперечные желоба.

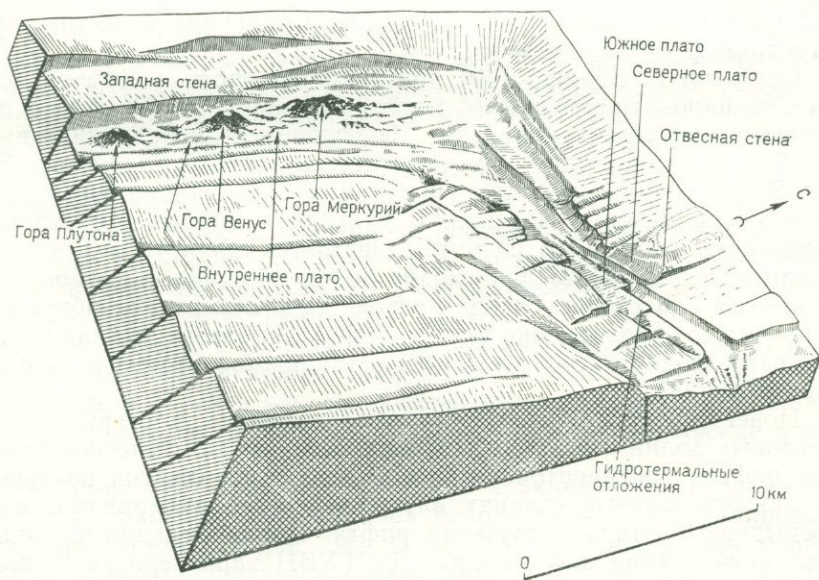


Рис. 35. Морфоструктура Срединно-Атлантического рифта

Исследование рифта к югу от Азорских островов производилось французскими учеными с помощью ныряющей «тарелки» «Альвин» по программе «Фамос» до глубины 3,5 км; американские ученые на батискафе «Архимед» работали севернее, в трансформной зоне разломов. В районе исследований ширина рифтовой долины 4 км, система телескопированных разломов сужается к ее центру. Сходное телескопированное строение имеют рифты Авазова (Африка); аналогичная ступенчатая структура предполагается у рифта Байкала.

Наиболее молодой частью дна рифта Срединно-Атлантического хребта является центральное поднятие, покрытое пиллоу-лавами — подушечными лавами, сложенными оливиновыми, плагиоклазовыми и пироксеновыми толеитами, пикритовыми базальтами с возрастом менее 10 тыс. лет. Потоки лавы обусловили ступенчатый рельеф склонов поднятия и его асимметричное строение. Асимметрия в расположении возвышенностей (холмов), более крупных на востоке, объясняется более быстрым их увеличением под влиянием вулканических излияний.

Молодой вулканизм проявляется в пределах активной тектонической зоны, где лавы перекрывают вулканические разрывы растяжения. Сбросовые уступы находятся вне активной вулканической зоны. Открытые трещины наблюдаются в базальтовых лавах на дне рифта, где не отмечено молодых излияний.

Трансформные разломы шириной до 1 км образуют систему, пересекающую рифт. При этом часто встречаются косые разломы, направленные под острым углом к рифту. Трансформные разломы являются вертикальными открытыми трещинами, без признаков излияний базальтов. Гидротермальные отложения известны только в трансформных долинах.

Согласно Г. Беляше [40], центральная часть рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на широте  $36^{\circ}50'$  занята продуктами молодого вулканизма, образующими хребет Венус высотой 200 м, аналогичный внутририфтовому хребту Галапагос. Хребет Венус отличается сводовой формой с периклиналим падением слоев лавовых потоков. Структурная аналогия в строении позволяет считать, что развитие рифтовых структур в Срединно-Атлантическом хребте происходит по одной схеме с аналогичным процессом в Восточно-Тихоокеанском поднятии и после обрушения приводит к образованию внутри рифта сводового вулкано-тектонического поднятия, являющегося источником молодых вулканических излияний.

Новейшие сводовые и купольные поднятия в осевых частях рифтовых долин и в их сочленениях типичны для телескопированных рифтов континентов и дна океанов. Эти поднятия возникают на заключительных стадиях внутририфтового вулканизма, после предыдущего этапа обрушения рифта. Новая вулкано-тектоническая активизация после понижения ГУВИ характеризуется повышенным тепловым потоком, активной вулканической и гидротермальной деятельностью. Такова общая закономерность телескопи-

рованного рифтогенеза, выявленная при исследованиях рифтов Срединно-Атлантического хребта, Галапагосского поднятия, Красноморского и Аденского рифтов, а также Восточно-Африканских рифтовых долин. Она подчинена периодичности тепломассопереноса; на каждой стадии его оттока происходит рифтообразование, после которого на дне рифта возникают вулканотектонические поднятия, сопряженные с новым притоком тепломассопереноса, завершающиеся в центре рифта.

Морфоструктуру острова Исландии можно рассматривать как огромный щитовой вулкан миоцен-плейстоценового возраста, разбитый системой рифтовых разломов, подобно тому как это наблюдается на Гавайских островах и на о. Сен-Поль в Западно-Индийском срединно-океаническом хребте.

Площадь Исландского щита около 250 тыс. км<sup>2</sup>, и он представляет собой двояковыпуклую линзу из вулканических покровов с мощностью миоценовых базальтов, увеличивающейся к центру до 10 км. Самые древние лавы имеют возраст 16 млн. лет и становятся моложе к центру неовулканических зон, грубо параллельных Срединно-Атлантическому хребту, на оси которого лежит Исландия. Щит Исландии рассечен тремя рифтами, в которых происходит активная вулканическая деятельность, позволяющая относить Исландию к наиболее значительной вулканической области Земли. Центральная рифтовая зона острова совпадает с рифтовой долиной Срединно-Атлантического хребта, изгибаясь от северо-восточного к меридиональному направлению в центре острова.

Наряду с плато-базальтами в Исландии широко развиты (в лавах послеледникового и исторического времени до 25%) лавы кислого и среднего составов, образование которых С. Тораринсон связывает с наличием под базальтовым покровом острова «гранитного» фундамента земной коры с соответствующими скоростями сейсмических волн и определяет мощность последней в 27,8 км, т. е. близкой к мощности коры континентов. Плато-базальтовый тип излияний также сближает условия проявления неогенового вулканизма Исландии с таковыми на континентах, в частности в Шотландии. Морфоструктуры вулканических аппаратов в рифтовой зоне Исландии различаются от трещинных излияний с цепочкой потоков на протяжении десятков километров до вулканов центрального типа разнообразной формы.

Соответственно с типами магмы вулканы различаются по морфологии: щитовые вулканы, трещинные потоки, центральные, конусовидные и плоские конусы, сопровождающие ареальные излияния, различные экструзивные и эксплозивные вулканические аппараты.

Эволюция структуры и морфологии вулканических сооружений Исландии находит объяснение на основе схемы телескопированного рифтогенеза (см. рис. 34). В рифтах щелочные серии дифференцируются до кислых лав (трахитов).

**Морфоструктуры вулканов сводовых поднятий.** Архипелаги Мадейра, Канарских, Азорских островов и островов Зеленого Мы-

са возникли в послемiocеновое время, на вулканo-тектонических сводах, покрытых коралловыми рифами. Поднятия Канарских островов, островов Зеленого Мыса, Сьерра-Леоне и Азорских островов имеют между собой много общего. Над пологоподнятым основанием поднимаются высокие вулканические острова или подводные вулканы.

Азорские острова являются сложной многоярусной вулканo-тектонической морфоструктурой, воздвигнутой на сводово-поднятом основании. Азорское плато — пологое поднятие дна океана на площади около 2 000 000 км<sup>2</sup> от абиссальных глубин в 4 км до 1 км с пологими углами падения. Архипелаг расположен в средней глубоководной части Атлантического океана и по геологическому строению не отличается от островов Зеленого Мыса, Канарских и Мадейра.

Азорские острова, лежащие на крупном сводовом поднятии Азорского плато (350×650 км), вытянуты в запад-северо-западном направлении на 650 км почти перпендикулярно к Срединно-Атлантическому хребту. Сводовое поднятие фундамента по разломам расчленено узкими депрессиями на островные вулканические гряды, параллельные оси поднятия. Формирование купольно-сводового фундамента вулканов Азорских островов к востоку от Срединно-Атлантического хребта связано с субмеридиональным сводом Срединно-Атлантического хребта. На меридиональном подводном валу на склоне Срединно-Атлантического хребта лежат острова — вулканы Корву и Флориш. К востоку Азорское плато продолжается Азорско-Гибралтарским хребтом, лежащим на продолжении Средиземноморского тектонического пояса. Активная сейсмичность и вулканизм в этом поясе являются признаком тектогенеза в отличие от стабильного абиссального дна океана у подножья континента (Северо-Африканская котловина). Сводовое вулканo-тектоническое поднятие осложнено рифтовыми и кальдерными структурами, связанными с поднятием и оттоком магмы.

Вулканo-тектоническая структура, подчиненная подводным валам широтного направления, определяется альпийской складчатостью. У подводных валов протягиваются узкие глубокие впадины, напоминающие глубоководные желоба, ограниченные сейсмичными разломами того же направления. Тектоническая мобильность Азорско-Гибралтарского хребта проявляется в землетрясениях и вулканической активности субширотного ряда структур, переходящих в Средиземноморскую цепь гор. Такое же направление имеет пояс неглубоких землетрясений, протягивающийся к Пиренейскому полуострову от Срединно-Атлантического хребта. В эту группу входят вулканы Сан-Мигель, Сан-Мария. Вулканo-тектоника Азорских островов связана с системой разломов, по которым происходили контрастные движения крупных глыб земной коры, создавшие морфологию подводного рельефа вулканических островов.

Следует отметить общий ритм колебательных движений в Срединно-Атлантическом хребте и к востоку от него, связанный с вул-

канизмом. В период трансгрессии, со среднего эоцена вулканическая деятельность прекратилась. Основание мощностью более 2 км из толеитов второго слоя перекрыто известняками. Там, где вулканизм на Азорских и соседних островах продолжался, перед миоценом произошло поднятие дна и образование мелководных банок, сопровождавшееся эрозией; в самом начале миоцена произошло опускание дна.

Азорские острова поднялись в виде вулканического хребта со дна океана не ранее конца миоцена. Ряд последовательных циклов вулканизма в течение неогена, с магмами от щелочных базальтов до трахитов, свидетельствуют о длительной эволюции стационарных магматических очагов, исключаящих представление о миграции «горячих точек» в процессе растяжения дна океана. Вулканические зоны протягиваются вдоль Азорского порога Азорско-Гибралтарской мобильной зоны и гребня Срединно-Атлантического хребта.

Вулканизм в юго-восточной группе островов более древний, чем в северо-западной, где хорошо сохранились вулканические морфоструктуры крупных кальдер. Острова Флориш, Корву у Срединно-Атлантического хребта имеют типичный вулканический рельеф. Здесь встречаются действующие вулканы и fumarоляная деятельность на островах Сан-Мигель, Терсейра, Грасьоза, Фаял, Пику.

Морфология вулканов близка к щитовым с радиальными разломами (о. Пику — 2320 м); активный вулкан Фаял (102 м) лежит в рифте широтного направления.

В Азорском архипелаге и примыкающих районах Северной Атлантики подводные горы сложены преимущественно молодыми вулканическими породами с преобладанием базальтов и трахибазальтов. Обычно вулканы сложены щелочными базальтами, переходящими в толеиты у основания фундамента. При удалении от Срединно-Атлантического хребта увеличивается роль щелочных пород. Ряды островов образованы подводными хребтами, связанными с трещинными излияниями северо-западного направления, имеющими на склонах плато веерообразную форму. К числу куполообразных поднятий относится архипелаг Мадейра юго-западнее Азорско-Гибралтарского хребта, образованный древними вулканическими горами. Современная вулканическая и сейсмическая деятельность отсутствует.

Канарские острова и острова Зеленого Мыса, возвышающиеся на пологом поднятии, примыкающем к континентальному склону Африки, являются областью современного вулканизма и землетрясений. Эти архипелаги вулканических островов расположены на сводах континентальной земной коры, образующей куполообразные вулкано-тектонические поднятия на дне океана, сходные со сводовыми поднятиями Азорских и Гавайских островов.

Сводово-купольные блоки земной коры структурно развиваются под влиянием вертикальных тектонических движений с мощным тепломассопереносом, обеспечивающим вулканическую деятельность, рифтогенез и кальдерообразование. Вулкано-тектонические

обрушения куполообразных структур приводят к кальдерообразованию, в то время как на сводовых поднятиях преобладает образование рифтов.

На западе вулcano-тектоническая структура Канарского архипелага венчает древний осадочный фундамент с океанической корой, регенерированной при обрушении континентальной у западных окраин Африки. В 180 км к западу от Африки кора становится океанической на глубине 4 км.

Восточные Канарские острова имеют фундамент субконтинентального типа, переходящий в континентальную солянокупольную зону Западной Африки. Опушенная континентальная окраина между шельфом Африки и восточными Канарскими островами (о. Фуэртевентура) по мощности достигает более 24 км, а под островом Гран-Канария — 20 км. Под западной группой Канарских островов океаническая кора утолщена — это типичные базальтовые щиты.

Канарское сводовое поднятие является конформной вулcano-тектонической структурой длительного тектоно-магматического развития, сложенной толщей мезо-кайнозойских пород и лав мощностью около 10 км (по геофизическим данным). Граница Мохо на востоке поднятия лежит на глубине 20 км, на западе — на глубине 10—12 км, а в центре — на глубине 15 км.

Эволюция магматических формаций Канарского поднятия отражает неравномерное преобразование континентальной коры Канарского блока в океаническую, особенно быстрое в западной части.

История структурно-морфологического развития Канарских островов показывает, что в течение мезо-кайнозоя здесь доминировали вертикальные вулcano-тектонические процессы при незначительных латеральных перемещениях, связанных с рифтогенезом. В поздней юре — раннем мелу на месте области прогибания Канарской котловины началось обширное пологое поднятие с прибрежно-морскими угленосными отложениями раннего мела. Разрез мезо-кайнозойских отложений представлен более полно на северном и южном флангах поднятия и сокращен в центральной части свода.

Щелочной вулcano-тектонический цикл, характерный для древнего мезо-кайнозоя Канарского поднятия, типичен для континентального типа земной коры. Эволюция вулканизма на Канарском своде происходила в обстановке рифтогенеза, вначале на континентальной коре, а позднее, в связи с обрушением свода и образованием океанических рифтов, — на коре, переходной к океанической. Собственно изменялись типы вулканических и плутонических пород от щелочных к субщелочным. Характер осадконакопления также показывает, что эволюция вулканизма шла в условиях вертикальных колебательных движений. В периоды раннего нарастания вулканической деятельности (альб-сеноман) извержения происходили в субэаральной обстановке, на крупном вулcano-тектоническом своде, поднятом на коре континентального типа. В заключение произошло обрушение свода с образованием рифто-

вых долин, разделяющих группы островов, расположенных на разных высотах. Растяжение этой громадной структуры сопровождалось образованием многочисленных даек. Вулканизм закончился за 10 млн. лет до начала неоген-четвертичного вулканотектонического цикла, сопровождавшегося новым поднятием, расколом, глубокими разломами и вулканизмом. Отложения миоцена высоко подняты на о. Пальма. При этом вулканическая деятельность возобновилась на меньшей площади, чем первоначально, преимущественно в рифтовых зонах, также в субаральных условиях, сходных с вулканизмом в Кенийской рифтовой зоне Восточной Африки.

Наряду с ослаблением новейшего вулканизма и уменьшением площади его проявления источники магмы погружались все глубже в земную кору, на окраину Канарского свода, а также образовывали неглубокие периферические очаги в центральной части архипелага. После окончательного распада Канарского свода на серию куполов и сводов история вулканизма каждого острова архипелага происходила по-разному, а рифтогенез шел в условиях океанической коры.

Фонолитовые покровы относятся к периоду субарального положения Канарских островов как части платформы Африки. После обрушения фонолитовых покровов в рифтах начался базальтовый вулканизм. На континентальной фонолитовой формации островов Зеленого Мыса и Канарских островов лежит базальтовая формация. Вся островная группа возникла в ходе развития вулканотектонических поднятий на глубинном разломе северо-восточного простиранья с образованием блоковой структуры.

В районе островов Зеленого Мыса и особенно к востоку от Бразилии также имеются погружения континентальной земной коры с ее океанизацией. Сводово-глыбовые вулканические поднятия океанского дна, сложенные в основании толентами второго слоя коры, увенчаны конусообразными вулканами. К таким поднятиям относятся поднятия островов Зеленого Мыса, Бермудское, Гвинейское, Демерера, Риу-Гранде, многочисленные, но менее крупные поднятия Бразильской и Капской глубоководных котловин. Сюда же входят поднятия Сьерра-Леоне и Угловое, над пологими цоколями которых возвышаются вулканические горы. Ступенчатый рельеф материкового подножья Африки у островов Зеленого Мыса свидетельствует о существовании лавовых покровов, прикрытых слоем осадков; подножье островов Зеленого Мыса сложено массивными вулканическими породами. Признаки раннеэоценового вулканизма известны на поднятии Зеленого Мыса, расположенном северо-восточнее островов. Вулканизм сопровождался поднятием дна океана на 1000—1500 м.

Материковые подножья в Атлантическом океане обладают аккумулятивным и структурно-вулканическим рельефом с уступами, образованными вулканическими покровами, покрытыми незначительным слоем морских отложений. Рельеф материкового поднятия у Восточной Бразилии, Северной и Юго-Западной Африки от-

носится главным образом к структурно-вулканическому типу. К северу от Бразилии много подводных вулканов, образующих хребет длиной 1300 км, параллельный побережью и отстоящий от него на 200 км. Хребет поднимается над дном на высоту от 300 до 4000 м и сложен вулканическими породами с возрастом до 100 млн. лет. Для Бразильской котловины характерны многочисленные лавовые покровы, цепи подводных и надводных вулканов.

### Тихий океан

Тихий океан разделяется на крупные морфоструктуры, имеющие позднемезозойско-кайнозойский возраст: а) срединно-океанические хребты; б) широтные разломы северо-восточной части океана; в) островные дуги, внутренние моря и орогены конструктивной зоны окраин Азии, Америки и Австралии; г) сводовые вулкано-тектонические поднятия, увенчанные вулканами; д) абиссальные котловины; е) горстовые хребты и поднятия.

Морфологическая структура дна Тихого океана может быть объяснена с трех позиций: а) формирования океанических впадин при опускании древних платформ; б) раздвижения океанического дна (спрединг), образования молодой океанической коры и дрейфа континентов; в) существования древних океанических бассейнов.

Важнейшими морфоструктурными элементами Тихого океана являются талассократон — океаническая асейсмичная платформа, в формировании которой важную роль играют погруженные континентальные структуры (вероятно, вся область западной части Тихого океана содержит реликты континентальной коры), и мобильные области, к которым относятся различные типы куполовидных и сводовых поднятий вулкано-тектонического типа с рифтогенезом и вулканизмом, создающими конформные рельефу морфоструктуры.

Поднятия ложа океана имеют возраст не древнее мезозоя. В пределах Тихоокеанской впадины наблюдается значительное разнообразие структур, образованных различными по возрасту процессами тектоники и вулканизма.

На ложе Тихого океана находится низший ГУВИ, занимающий более половины земной поверхности; сравнительно с этими обширными равнинами поверхность материковых равнин едва достигает пятой части площади Земли, а площади вулканических излияний на них незначительны.

Тихий океан окружен геосинклинально-орогенными поясами палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, являющимися свидетельством наращивания земной коры, увеличивающей площади континентов. Этот конструктивный процесс в широкой переходной зоне, обрамляющей континенты, развивается свыше 1,5 млрд. лет, в течение которых шло формирование континентальной коры с ее периодической деструкцией в окраинных морях. Предполагается, что по окраине Тихого океана отсутствуют крупные обрушения континентальной земной коры, в отличие от дест-

руктивных океанических окраин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, где они широко представлены.

Краевые глубоководные впадины вдоль мобильных сооружений тихоокеанских островных дуг и орогенов образованы прогибанием земной коры континентов под тяжестью орогенных сооружений и компенсируют «корни» гор. Глубоководные желоба по фронту островных дуг и орогенов по краю континентов контрастируют с величиной поднятия геосинклинально-орогенных массивов, достигая наибольшей глубины вдоль Тихоокеанского фронта островных дуг (подводных орогенов). Эпиконтинентальные моря на краю древних платформ компенсируют мощность и подвижность этих систем, чем объясняется небольшая глубина этих морей и малая высота обрамляющих их континентов. Соответственно надстройке краевых кордильер Тихого океана вулканическими цепями форсирует прогибание желобов, не заполненных осадками, вследствие большой скорости процесса вулканического рельефообразования и отставания компенсации. Контрастные кольцевые прогибы по окружности крупных вулканических массивов возникают в результате деформации под тяжестью растущих вулканов.

Исходя из масштаба вулканизма, происхождение дна Тихого океана является вулcano-тектонической проблемой, которую следует рассматривать, учитывая энергетику и цикличность вулканизма.

Цикличность вулканических процессов, формирующих базальтовые покровы на дне океана, связана с рифтогенезом, но рифты в срединно-океанических хребтах нельзя рассматривать как трещины, из которых на протяжении всей истории Тихого океана изливались базальты, раздвигающие океаническое дно.

Вулканизм на дне Тихого океана охватывал структуры не менее дифференцированные, чем в пределах континента и их окраин. Огромные площади Тихоокеанского талассократона заняты вулканами и лавовыми полями [33]. Ложе океана сложено излияниями базальтов второго слоя. Крупнейшими вулканическими морфоструктурами дна Тихого океана являются широкие сводовые поднятия, надстроенные рядами базальтовых щитовых вулканов (Императорский, Гавайский хребты). Другой тип вулcano-тектонических структур, аналогичный срединно-океаническим хребтам, представляет Восточно-Тихоокеанское поднятие, занимающее, подобно Срединно-Атлантическому хребту, около одной трети площади океана. К западу от этого поднятия лежит обширная область котловин, над которыми поднятия и хребты образуют сложную систему подводных возвышенностей, плато и хребтов, имеющих преимущественно северо-западное направление и вулcano-тектоническое происхождение. Они увенчаны многочисленными вулканическими островами и гайотами. Поднятия Шатского, Хесса, Дарвина образуют длительно развивавшиеся надстройки над фундаментом этого талассократона, представляющего океаническую платформу, симметричную Южной Америке по отношению к Восточно-Тихоокеанскому поднятию.

В соответствии с симметрией Срединно-Атлантического хребта с окраинами Америки и Африки вероятно, что Восточно-Тихоокеанское поднятие также симметрично расположено по отношению к континентальной раме; возможно, что западная часть Тихого океана до недавнего времени обладала континентальной земной корой и ее восточная деструктивная граница проходила вдоль полосы палеомагнитной аномалии палеогенового времени, обрамляющей Восточно-Тихоокеанское поднятие.

Поднятие Дарвина как древний континентальный блок в центральной части Тихого океана несет черты гранитоидного магматизма. В ядрах стяжений Fe—Mn конкреций встречены обломки гранитов; в Микронезии (о. Яп) в южной котловине Тихого океана обломки гранитов обнаружены в эоценовых отложениях. Поднятие образует свод вулcano-тектонического происхождения в восточной части Тихого океана от Гавайских островов до островов Туамоту и Пасхи. Вспучивание мантии и океанической коры с образованием разломов, параллельных оси поднятия, сопровождалось вулканизмом с объемом продуктов более  $20 \times 10^6$  км<sup>3</sup> (в 40 раз больше, чем объем Колумбийского и Декканского плато). Вулканические излияния мелового возраста продолжались и в палеогене, когда площадные излияния сменились центральными вулканами. Начало их погружения фиксируется эоценовым возрастом основания мощных коралловых построек атоллов на вершинах вулканов.

Обширные вулcano-тектонические поднятия Тихого океана — морфоструктуры, созданные новейшей вулcano-тектоникой, — это Маркус-Уэйк, острова Туамоту, Уэйк-Неккер, Лайн, Каролинский вал. Вдоль гребней этих поднятий расположены вулканические хребты, возвышающиеся над водой в виде щитовых вулканов и атоллов Маркус, Уэйк, Джонстон и др.

Гавайский хребет образует крупное валообразное поднятие, несущее серию щитовых вулканов и гайотов. Высота пологого поднятия не более 500 м, ширина до 100 км. Вместе с поднятием Маркус-Неккер Гавайский хребет образует крупное (более 1000 км по ширине и 3000 км в длину) подводное плато. По Г. Менарду (1966 г.), гавайские вулканы оказывают огромное давление на океаническую кору, вызывая образование кольцевой депрессии вокруг этих вулканов, окруженных на периферии дугой или валом. Такие кольцевые структуры окружают также вулканы группы Лайн и Императорских подводных гор.

Ряд исследователей считают, что базальтовые щитовые вулканы гавайского типа распространены без видимой связи с поднятиями и разломами, а щитовые вулканы и стратовулканы срединно-океанических хребтов связаны с зонами растяжения на дне океанов. Вулканы Гавайских островов действуют и в наши дни, образуя значительные аккумулятивные высоты (1650—4170 м) над уровнем океана.

Каролинское поднятие (вал) от желоба Яп до хребта Капингамаранги имеет длину более 1200 км, ширину 300 км и высоту

2000—2500 м. Поднятие увенчано подводными вулканами, аттолами, конусовидными вулканами, а гребень его рассечен глубокими поперечными разломами, по которым происходят блоковые движения. Восточнее лежит крупное поднятие Маршалла-Гильберта-Эллис.

Галапагосский хребет, разделяющийся на хребты Кокос и Карнеги, продолжает Карибский орогенический пояс в виде глыбово-вулканических подводных поднятий.

Г. Менард и Т. Чейз указывают, что плато-базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе Калифорнийского залива Северной Америки надстроены щитовым вулканом Тартуда. Возможно, что под базальтами дна океана, так же как и под плато рек Колумбии и Змеиной, лежат мощные толщи осадочных пород, не отраженные глубинным сейсмическим зондированием.

В центральных частях океана в кольце, очерченном андезитовой линией, вулканические породы представлены щелочными базальтами, залегающими под осадочным неконсолидированным слоем и океаническими толеитами, залегающими на глубинах более 1500 м. Подводные поднятия и вулканические острова сложены толеитовыми базальтами и щелочными оливиновыми и безоливиновыми базальтами. Большинство туфогенных пород относится к щелочным базальтам. Океанические толеитовые базальты, слагающие дно океана под вулканическими поднятиями и хребтами, образуют второй базальтовый слой океана, перекрытый осадочными породами — известняками мелового возраста, фораминиферовыми известняками палеоген-неогена и илами четвертичного возраста.

Крупные разломы, пересекающие в широтном направлении северо-восточную часть Тихого океана, характеризуются вулканами с преобладанием щелочных андезито-базальтов. Ряд вулканов в этом районе образует острова Ревилья-Хихидо. Восточнее, к Центрально-Американскому желобу количество вулканов возрастает, часть из них образует острова, а большинство возвышается на берегах Америки. Из активных вулканов один находится на о. Сан-Бенедикто и шесть на суше, на восточном продолжении зоны разломов.

Разлом Кларрион в своей западной части является узким грабеном длиной в несколько тысяч километров, на востоке он заполнен цепью подводных вулканов и продолжается на континент. Западный фланг разлома Меррей также представлен длинным грабеном с параллельной ему на протяжении около 1000 км вулканической цепью Безлунных гор. Аналогичную структуру имеет и разлом Молокаи.

В районе разлома Сала-и-Гомес для подводного хребта характерен сложный рельеф крупных гребней и вулканов, отдельные конусы которых достигают относительной высоты 800 м, а склоны опускаются под углом 8—10°, отличаясь от вулканов южной части депрессии Бауэр более широкими (до 20 км) основаниями и менее вязкими лавами. Остров Сала-и-Гомес образован верши-

ной базальтового вулкана с обширным основанием и ровными симметричными склонами, опускающимися до глубины 1500 м. Над водой он имеет длину всего 700 м при ширине 50—400 м. В плане подковообразен с широким кальдерным заливом, на юге обрамленным вулканическими возвышенностями высотой около 50 м над уровнем моря. Отмечается высокая сейсмичность всего восточного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия с широким развитием молодых вулканических форм вдоль зон вулкано-тектонических нарушений, связанных с современной активностью разломов в депрессии Бауэр.

Подводное продолжение восточной рифтовой зоны вулкана Килауэа проходит в северо-восточном направлении на 70 км под водой и продолжает рифтовую зону центральной части хребта. Особую структуру имеют горстовые поднятия на дне океана, типа океанических плато (поднятие Наска).

В основании древних атоллов, поднимающихся со дна океана, лежат вулканы, возраст которых колеблется от 70 до 100 млн. лет. Вершины этих вулканов погружены на глубины в несколько тысяч метров, но во времена активности они поднимались на поверхность океана в виде островов. Острова подвергались длительному выветриванию (в меловое время до глубины 100 м), при погружении на их поверхности росли коралловые рифы. На атоллах при бурении до глубины более 1,5 км была встречена лава, что подтвердило гипотезу Ч. Дарвина о развитии атоллов, сопутствующих погружению вулканических островов на дно океанов. В некоторых районах (Тасманово море) рифы на древних вулканических островах, погрузившихся в среднем или верхнем кайнозое, росли медленно и сохранились выровненные морским прибоем плоские вершины вулканов — гайоты. По находкам мелководной фауны на их плоских вершинах можно судить о начале погружения и оценить скорость опускания дна океана — в среднем для вершин гайотов Хесс и Кейп-Джонсон около 2 см за 1000 лет.

Подводные горы с острыми или плоскими вершинами в Тихом океане обычно вулканические и увенчаны коралловыми рифами не древнее мелового возраста (рис. 36). Вулканы океанических котловин расположены на разных глубинах, но в центральной части и на северо-западе Тихого океана тысячи гор поднимаются примерно с глубины 3 км, будучи, очевидно, связанными со значительным одновременным погружением. Большинство подводных вулканов отличается конусовидной формой с крутыми склонами (до 15—20°), с пикообразными или плоскими вершинами, поднимающимися обычно до глубин 1300—1500 м. На склонах подводных гор встречаются террасы. Породы, драгированные с вершин подводных гор, являются обычно оливиновыми базальтами, а в экваториальных частях океанов — обломками коралловых рифов. Возраст кораллов и поднятых со склонов некоторых подводных гор фораминифер относится к меловому времени.

Гайоты в западной части Тихого океана расположены на глубинах около 1500 м, в Аляскинском заливе — на глубине 500 м, а

также опущены в прогиб желоба на более значительные глубины. В результате погружения океанического дна по разломам гайоты образуют линейные ряды. Плоские поверхности вершин гайотов — результат волновой эрозии надводных вулканических островов и отложения на них осадков мелового возраста.

Е. Бонетти и Г. Тазиев считают, что плоские вершины гайотов образованы не в результате размыва вершин островов, а сложены почти горизонтальными слоями вулканического пепла, как это наблюдалось во впадине Афар на небольшом плосковершинном вулкане Маунт-Асмара вблизи берегов Аденского залива в восточной Эфиопии. Предполагается, что этот вулкан образован под водами Аденского залива и оказался на суше благодаря тектоническому поднятию, в виде усеченного конуса высотой 365 м с диаметром основания примерно 2000 м и вершины 1100 м. Однако вряд ли можно сравнивать по происхождению этот вулкан с гайотами, хотя бы по причине их различного тектонического положения. Тем более лишено основания предположение о вулканическом образовании гайот без абразионного выравнивания их вершин.

**Морфоструктуры вулканов Восточно-Тихоокеанского поднятия.** Эти структуры занимают юго-восточную область Тихого океана, протягиваясь из его южных широт к Калифорнийскому заливу Северной Америки. Осевая часть поднятия является блоком высотой в 400 м до 15—20 км шириной, ограниченным по флангам асимметричными абиссальными холмами высотой 150 м, протягивающимися параллельно оси поднятия и захватывающими полосу шириной около 10 км. На склонах поднятия вулканы расположены у уступов гребней. Встречаются крупные вулканы конической формы, достигающие относительной высоты 1,8—2 км. Плоские вершины с диаметром до 2 км характерны для гайотов. Углы склонов в среднем  $10^\circ$ . На юге Восточно-Тихоокеанское поднятие переходит в вулканический остров Пасхи, сложенный разнообразными продуктами извержений — от олигоклазовых андезитов и их туфов до оливниновых и щелочных базальтов. Остров Пасхи образован тремя вулканами — Теравака (538 м), Катики (411 м) и Рана-Као (119 м) и более мелкими, в том числе Рана-Параку, а

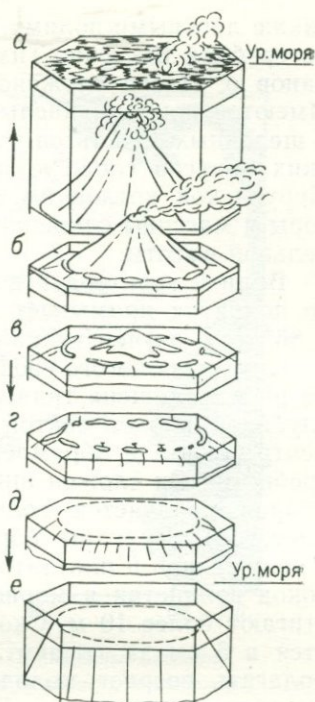


Рис. 36. Стадии образования атолла-гайота (а—е) на вулкане (по Крассу, 1977 г.). Стрелки — направление перемещения вулкана

также лавовыми полями. Вулканы встречаются также и под водой на гребнях Восточно-Тихоокеанского поднятия. Большинство вулканов о. Пасхи сложено оливиновыми базальтами и пеплами. Имеются покровы кислых андезитовых лав на вулкане Рана-Као и щелочных базальтов на вулкане Теравака. Около 20 паразитических конусов сложено риолитовыми туфами с обсидианом. Дно Перуанской котловины образуют многочисленные остроконечные горы и массивы слившихся основаниями вулканов до 2 км относительной высоты.

Вблизи экватора к восточному склону Восточно-Тихоокеанского поднятия примыкает Галапагосский хребет, в рифте которого у 86° з. д. изучен вулкан-тектонический осевой хребет (рис. 37).

Склоны пологого свода прорезаны рифтом, причем южная стенка рифта смещена трансформным разломом на запад на 400 м по глубокой продолговатой впадине. Осевой хребет поднимается в центре рифта и обрамлен узкими длинными окраинно-рифтовыми гребнями. Он сложен низкими щитовыми вулканами, а осадочный покров появляется только на склонах и у подножья хребта (рис. 38). Вулканы образованы молодыми лавовыми потоками с подушечной и плитчатой поверхностью. Фактура поверхности потоков волнистая и морщинистая, а размеры «подушек» лавы достигают более 10 м. Скорость осадконакопления в рифте измеряется в 5 см за тысячу лет. Соответственные расчеты позволяют полагать возраст молодых вулканических излияний в пределах нескольких сотен лет. Подушечные лавы более древние, имеют возраст примерно 10 000 лет и перекрыты волнистыми потоками. Мощность лавовых потоков около 25 м, они покрыты желтыми налетами и не имеют трещин, напоминая потоки лав Гавайских вулканов.

На дне рифтовой долины много трещин шириною в несколько десятков метров с вертикальными смещениями стенок. Трещинные системы достигают несколько километров в длину. Вдоль оси внутририфтового хребта в подушечных потоках базальтов молодых излияний располагаются жерла гидротермальной деятельности, связанные со сбросовыми уступами и мелкими грабенами. Гидротермы поднимаются и по трещинам в подушечных лавах. Над жерлами наблюдается в воде мерцание вследствие смешивания теплой (17° С) и холодной воды (2° С). Наибольший тепловой поток относится к вершине осевого хребта рифтовой долины. С возрастом структур величина теплового потока постепенно уменьшается за счет конвекционных потерь при гидротермальной деятельности.

Систематическая флуктуация теплового потока в осадках в 5—30 км к югу от оси Галапагосского рифта и струи горячей воды, поднимающейся из гидротермальных жерл (источников), являются свидетелями гидротермальной активности срединно-океанического хребта, связанной с конвекционной циркуляцией морской воды под дном океана. К югу от рифта, на расстоянии 18—25 км от его оси и параллельно ей, расположена цепь гидротермальных

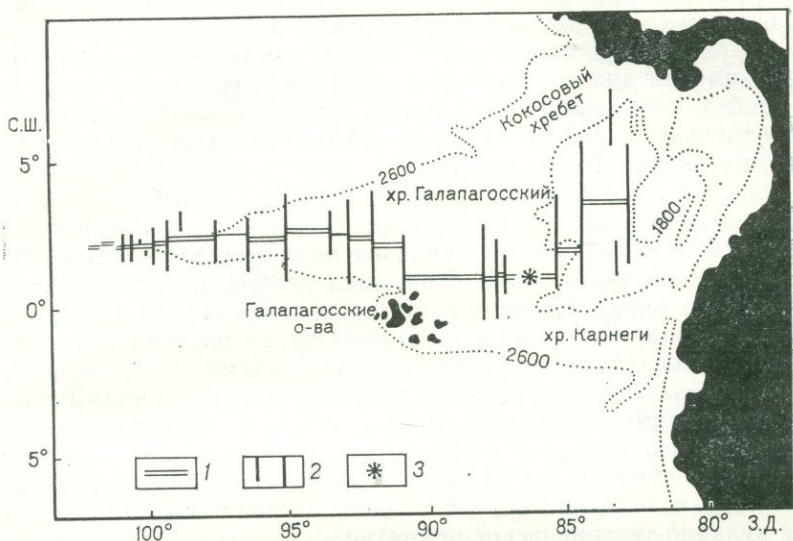


Рис. 37. Галапагосский рифт в Западном Панамском бассейне.

1 — рифты; 2 — трансформные разломы; 3 — район подводных исследований

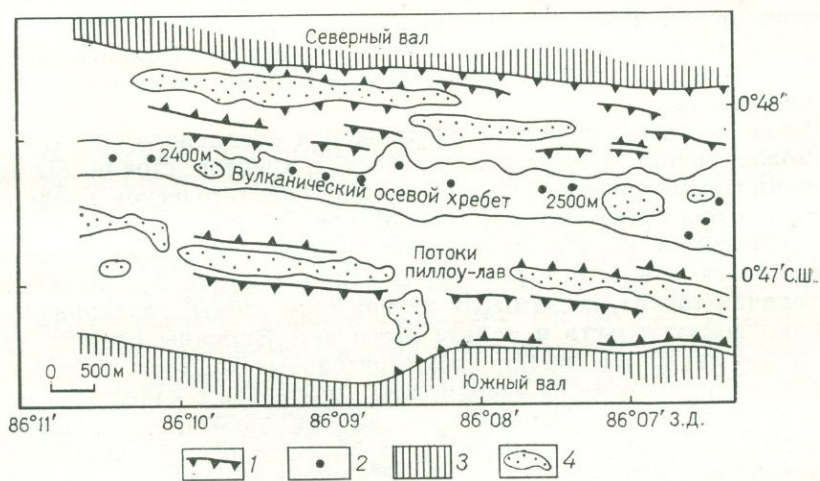


Рис. 38. Структурная карта Галапагосского рифта на 86° в. д. (по Тьенду и Анделю, 1979 г.).

1 — сбросы; 2 — вулканы; 3 — наиболее высокие эскарпы; 4 — краевые валы

холмов (бугров), вытянутых вдоль разрывов фундамента. Возраст гидротермальной системы, образовавшей эти отложения, оценивается в 300 тыс. лет. Осадки содержат железо и марганец в локальных накоплениях осадочного покрова.

В структуре Галапагосского рифта наблюдается закономерность, типичная для телескопированных рифтов: пиллоу-лавы осевого хребта, увенчанного вулканами, наиболее молоды, а возраст лав и отдельных лавовых потоков плитчатой лавы увеличивается к окраине рифта. То же касается и гидротермальной деятельности — ее следы сохранились у окраин рифта, но наиболее активные гидротермальные проявления отмечены в осевом хребте, где горячие источники образуют жерловые поля вблизи вулканов. Вулканизм в осевой части рифта охватывал период до нескольких тысяч лет, а по окраинам рифта достигает возраста до 1 млн. лет.

Схеме расширения рифтовой долины путем растяжения за счет внедрения даек следует противопоставить схему телескопированного рифтогенеза; с увеличением возраста лав к окраинам рифта путем его стадийного сужения сперва вулканическая деятельность охватывала всю площадь рифта, а позднее, по мере опускания дна рифта по сбросам, излияния перемещались к центру рифтовой долины, где в заключительную стадию вулканизма образовалось осевое вулcano-тектоническое поднятие.

**Морфоструктуры вулканов-двойников Восточно-Тихоокеанского поднятия.** На склонах Восточно-Тихоокеанского поднятия, на различных расстояниях от его оси расположено множество подводных вулканов. Далеко не редкое соседство двух таких вулканов по обе стороны от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия на  $8^{\circ} 46'$  с. ш. П. Лонсдал рассматривает в качестве примера спрединга, якобы раставившего на две половины осевой вулкан, образованный на гребне хребта.

Если бы такой механизм раздвижения срединного хребта был возможен, вдоль срединно-океанических хребтов стояли бы шеренгами симметричные ряды вулканов. Гипотетическое представление о «горячей точке», над которой проплавается «шов» в дрейфующей земной коре и выстраиваются в ряд последовательно образующиеся при этом вулканы, в данном случае дублировалось и «горячая точка», по замыслу автора этой схемы, раздваивалась. Однако доказательств в пользу этого нет. Вулканы отстоят друг от друга на 70 км, имеют самостоятельные кратеры и недавно действовали; поэтому их невозможно изобразить в качестве «снямских близнецов», образовавшихся на оси хребта, отделившихся друг от друга и переместившихся на 35 км от осевого хребта расширяющегося поднятия (рис. 39). Вулканы не активны, но увенчаны кальдерами и гнездовыми кратерами. Их вершины с выгнутыми склонами сложены базальтами с волнистой поверхностью лав и гиалокластитами и имеют диаметр кальдер около 2 км, объем лав примерно  $30 \text{ км}^3$ . Высота каждого вулкана около 1400 м над дном океана, диаметр основания более 10 км, а их плоские вершины находятся на глубине 1,6—2 км. Кальдера западного

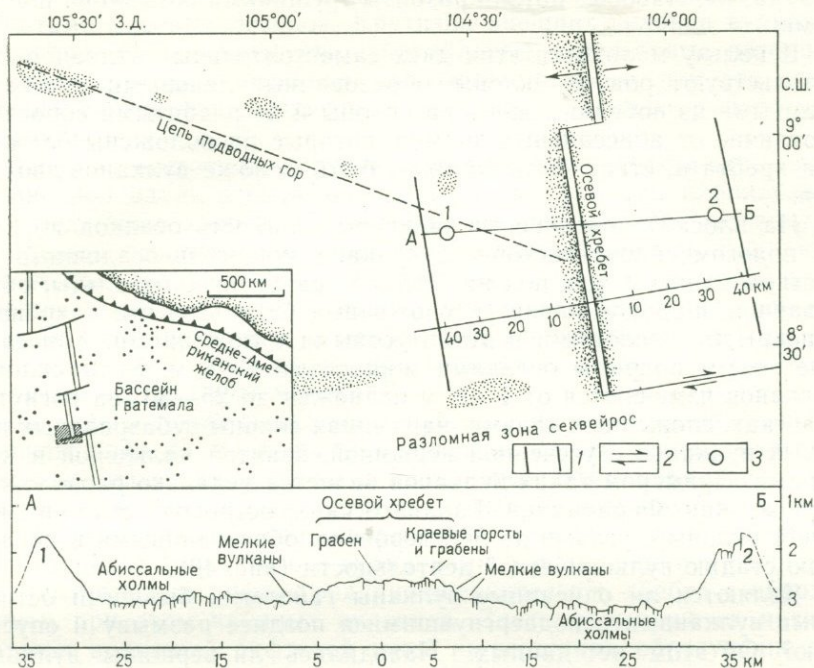


Рис. 39. Подводные вулканы (план и профиль) симметричные оси Восточно-Тихоокеанского поднятия.

1 — разломы; 2 — сдвиги; 3 — вулканы

вулкана асимметрична, ограничена кольцевым разломом и заключает три цилиндрических кратера. При драгировании с вершин и склонов вулканов извлечены толеитовые базальты, щелочные базальты и другие продукты дифференциации щелочной магмы.

Исследователи предполагают [48], что возраст вулканов близок к возрасту океанической коры, на которой они расположены, равному, по расчету скорости спрединга,  $0,6 \cdot 10^6$  лет. Исходя из скорости осадконакопления в этой зоне, кальдера и кратеры вулканов за это время были бы засыпаны слоем осадков, не позволившим провести драгирование коренных базальтов кальдеры и сфотографировать фактуру очень свежих и недавно излитых базальтовых потоков. Вулканы продолжали действовать, находясь в 35 км от «горячей точки» на оси раздвижения, и между ними образованы многочисленные мелкие вулканы высотой 150 м — абиссальные холмы. Драгирование молодых по фактуре толеитовых лав морских абиссальных холмов, лежащих по обе стороны от оси хребта, позволяет заключить, что склоны срединного хребта сложены нормально изливавшимися лавовыми покровами с террасированными уступами на склонах хребта, а не вертикальными

«дайками». Лавовые потоки разбиты трещинами остывания и сбросами.

В пользу молодости этих двух самостоятельных вулканов свидетельствуют ровные склоны, образованные лавовыми потоками, излитыми из побочных жерл на склоны и не разбитыми сбросами, в отличие от абиссальных холмов, которые расположены ближе к оси хребта и, стало быть, должны быть моложе вулканов-двойников.

На плоской поверхности кальдеры мощность осадков до 2 м; на пологом склоне восточного вулкана мощность осадочного известкового ила 4 м, а под ним лежат подушечные базальты, образовавшие широкие равнины, сложенные базальтовыми покровами и покрытые пепловыми и детритусовыми отложениями. Абиссальные холмы покрыты осадками мощностью 2—5 м. Углы склонов вулканов изменяются от 1—2° у подножья до 25—30° на вогнутых участках, сложенных лавами, напоминая склоны субаэральных щитовых вулканов с усеченной вершиной, занятой кальдерой и кратерами. Примером таких вулканов является недалеко расположенный вулкан Фернандина Галапагосских островов. Этот вулкан имеет склоны с углами до 34°, вероятно, образованными в последнюю стадию вулканической деятельности (рис. 40).

Являются ли описанные вулканы гайотами, бывшими островными вулканами и подвергнувшимися позднее размыву и опусканию? Об этом нет данных. Находились ли вершины вулканов менее глубоко, чем сейчас (1500—1600 м), неизвестно. Имеются данные о субаэральных условиях излияния восточного вулкана — это каналы, заполненные осадками и, возможно, являющиеся де-

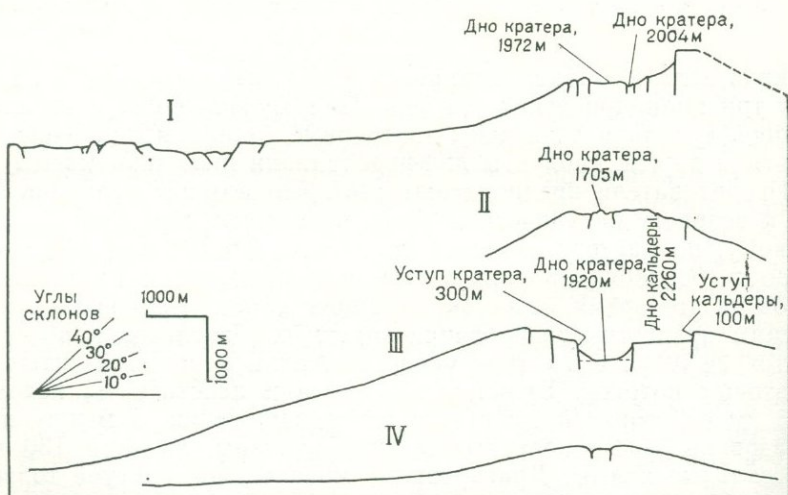


Рис. 40. Профили подводных вулканов.

Вулканы: I — Восточный, II — Западный, III — Картала (Гран Каморы), IV — Скъялдрейдур (Исландия)

нудационными ущельями. Однако эти каналы могут быть связаны с бортами лавовых потоков. Крутизна внешних склонов вулканов заставляет подозревать, что субаквальные базальтовые потоки и гналокластиты при излияниях застывали быстрее, чем это свойственно субаэральным щитовым крупным вулканам с пологими склонами.

Вершина восточного вулкана занята эксцентрической кальдерой, удлиненной вдоль асимметричной вершины вулкана параллельно оси срединного хребта. На склонах встречены побочные конусы с шириной основания  $50 \times 100$  м и высотой 20—30 м. Западные стенки кальдеры отсутствуют, восточные имеют высоту 250 м, а северные — 20 м. Однако склоны вулкана к западу полого спускаются до глубины 3 км и не могут представлять собой обрыва половины вулкана, расколотого при спрединге, а созданы лавовыми потоками центральных излияний.

Заключительный вывод таков, что большинство вулканов центрального типа на дне моря образуется не на оси расширения срединно-океанических хребтов, а вблизи нее. Этим объясняется отсутствие в полосе спрединговой зоны (10—20 км) крупных вулканов, что, очевидно, лишает опоры представление о зоне спрединга как источнике базальтового вулканизма, участвующего в расширении центрального рифта срединно-океанического хребта с образованием при этом крупных вулканов. Здесь формируются низкие щитовые вулканы с рифтовой зоной на вершинах, образующие общий свод срединно-океанического хребта. Эти рифтовые зоны генетически можно сопоставить с кальдерами как депрессионные структуры обрушения. На склонах вулканов встречаются многочисленные мелкие конусы (рис. 41).

Для объяснения отсутствия крупных вулканов на оси поднятия срединного хребта высказывается несколько гипотез, например неспособность тонкой литосферы поддерживать вес таких вулканов при быстром спрединге. В то же время предполагается, что при медленном расширении хребтов крупные вулканы вдоль их оси образуются ( $48^\circ 30'$  с. ш. Срединно-Атлантического хребта и в южной части Красного моря). Также предполагается, что высота вулканов осевых поднятий срединных хребтов лимитируется низким давлением магмы, которая течет преимущественно в горизонтальном направлении из осевых жерл. Здесь одна гипотеза противоречит другой. Ведь именно высокое магматическое давление в осевой зоне рассматривается как причина спрединга. В итоге П. Лонсдал высказывает предположение о близком сходстве осевого хребта рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия с Гавайской рифтовой зоной, которая, однако, не относится к зоне спрединга.

Если магматический резервуар под срединно-океаническим хребтом столь широк, то он питает оба вулкана, стоящих на расстоянии 70 км своими флангами. При этом деятельность западного конуса более молода и стадия его более ранняя, чем у восточного вулкана.

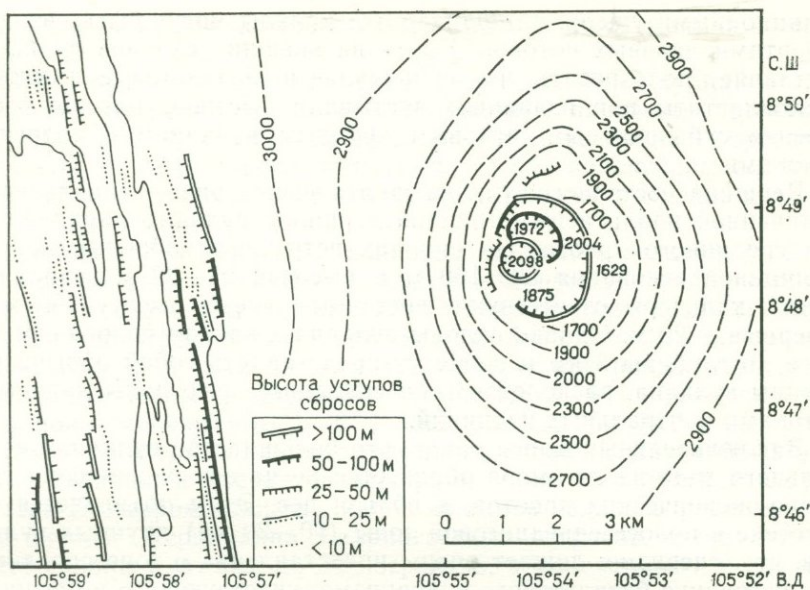


Рис. 41. Батиметрия и морфоструктура Восточного подводного вулкана на склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия

Следует отметить, что Г. Меннард (1964 г.) предполагал, что подводные вулканы не имеют обширных кальдер, так как сильное гидростатическое давление должно препятствовать фланговым извержениям, способствующим обрушению вершинной кальдеры. В данном случае либо это предположение несправедливо, либо вулканы Восточно-Тихоокеанского поднятия были образованы как субаэральные и позднее погрузились на дно океана.

Как известно, подводные и островные вулканы океанов имеют на толеитовом основании надстройку из щелочных базальтов; это свойство распространяется и на вулканы, образованные вблизи «зон расширения» срединно-океанических хребтов. В таком случае следует допустить, что каждый из подводных вулканов, имеющих такое строение, начал свою деятельность в зоне спрединга, что далеко не так (рис. 42).

Рассматривая осевую зону Восточно-Тихоокеанского поднятия как цепь низких, сильно удлиненных вдоль оси щитовых вулканов, образованных вдоль продольных трещин растяжения, можно полагать, что близнецы-вулканы образованы на флангах поднятия. Аналогичные щитовые вулканы известны в рифтовой долине Калифорнийского залива и вдоль оси Красного моря, венчают центральные поднятия вдоль подводных рифтовых долин. В субаэральных рифтовых долинах восточной Африки внутририфтовые своды испытывают повторные обрушения с образованием телескопированных рифтов, в которых поднимаются щитовые вулканы с фланговыми вулканическими конусами.

Парные вулканы на склонах Срединно-Атлантического хребта на  $45^{\circ}$ — $50^{\circ}$  с. ш., названные Гог и Магог, исчерпывают список вулканов, которым приписывается образование при расширении дна океанов в зоне спрединга. Фактически образование этих вулканов происходило на внутририфтовых сводовых вулcano-тектонических поднятиях, которые известны во всех рифтовых долинах мира как в подводных, так и в субаэральных континентальных условиях. Радиальные рифтовые долины на склонах вулканов не выявлены, но возможны благодаря их сходству с Гавайскими вулканами.

П. Лонсдал все же допускает, что вулканы-двойники образованы в результате «внутрилитового» магматизма на их современном месте. Это рассуждение снижает гипотетический тезис о спрединге и «дрейфе» вулканов.

Спрединг срединно-океанических хребтов является гипертрофированным представлением о трещинах расширения, типичных для всех вулканических областей, прекращающих это пульсирующее расширение, сменяющееся сжатием после окончания вулканической деятельности.

**Вулканические типы берегов океанов.** Своеобразный рельеф в пограничной зоне проявления двух стихий — вулканизма и океанической абразии — вырабатывается в областях новейшей вулканической деятельности. О. К. Леонтьев выделяет среди разнообразных морфологических типов берегов океанов вулканический тип берегов.

В зависимости от современного и древнего проявления вулканизма следует выделять формы денудационного рельефа, наложенного на морфоструктуры вулканического происхождения: вулканы, молодые лавовые потоки, кратеры, кальдеры. В результате абразионных процессов на этих формах рельефа вырабатываются абразионные обрывы склонов действующих вулканов. Здесь широко проявляется обвальная структура рыхлых вулканических отложений. Происходит быстрое обрушение неустойчивых обваливающихся берегов, сложенных туфами, превращенными вследствие современных гидротермальных процессов в глинистые породы, чрез-

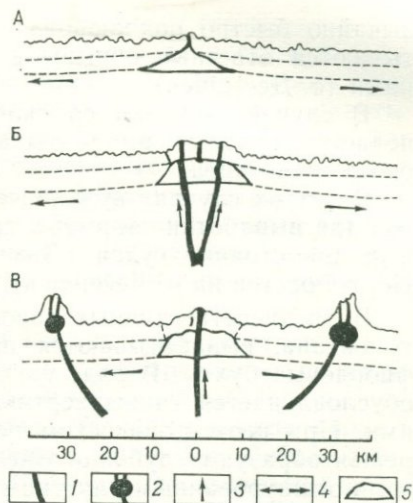


Рис. 42. Подводный вулкан, раздвоившийся при спрединге Восточно-Тихоокеанского поднятия: А — центральный вулкан над «горячей точкой», В — раздвоение жерла извержения благодаря спредингу и образование двух вулканов, В — раздвижение вулканов по обе стороны от оси хребта, срыв вулканов с их жерл вулканического очага.

1 — жерло; 2 — периферический очаг; 3 — подъем магмы; 4 — раздвиг вулканов; 5 — общий магматический очаг

вычайно быстро поддающиеся денудации. В результате вырабатываются отвесные обрывы с дымящимися пропаренными уступами (о. Десепшен).

В случае стекания со склонов молодых лавовых потоков у подножья вулканов вырабатываются рифы, непроходимые для морского транспорта.

В других случаях вулканические формы рельефа служат основой для выработки закрытых кратерных и кальдерных бухт, удобных для стоянки судов (Львиная бухта Курильских островов, Порт-Форстер на о. Десепшен).

В древнечетвертичных лавовых плато, обрывающихся к берегу океана, вырабатываются при участии ледниковых процессов фиордовые бухты. В ряде случаев вулканический рельеф берегов обуславливается также вертикальными тектоническими движениями. При неотектоническом поднятии ранние фиордовые побережья образуют глубокие ущелья над днищами, занятыми озерами и отшнурованными лагунами.

В районах новейшего вулканизма, испытывающих погружение, вырабатываются риассовые типы берегов. В ряде случаев кратерные и кальдерные бухты формируются в обстановке поднятия берегов — абразионные перемычки кратеров, обрушиваясь, пропускают воды океана в кратеры, дно которых лежало ниже уровня моря.

В других условиях опускания побережий кратерные и ингрессионные бухты образуются при вторжении моря через низкие кратерные валы. Кратерные бухты образуются в атолловых рифах, надстроенных над погружающимися под уровень океана подводными вулканами.

Древние вулканические области, лежащие на берегах океанов, например лавовые плато гондванских материков, имеют денудационные типы берегов, осложненные разломами и флексурами, образующими уступы лавовых плато, обрывающиеся на дно океана.

Сопоставляя глобальные и региональные условия развития вулканического рельефа дна океанов, можно заметить, что черты подводного вулканического рельефа дна океанов близки по своей структуре и морфологии. Это свидетельствует об общности законов вулканизма для всех океанических впадин; развитие вулканизма связано с глубинными подкоровыми процессами двух типов, выраженных в своеобразных линиях эволюции. Первый тип — это глобальный процесс излияния толеитовых базальтов, образующих кровлю второго слоя океанической земной коры. Он направлен центростремительно к оси срединно-океанических хребтов, рифты которых являются средоточием наиболее молодых излияний толеитовых базальтов. В результате формируется рельеф лавовых плато и абиссальных холмов.

Вторая линия эволюции связана с региональными вулканическими излияниями, надстраивающими океаническую земную кору и ее второй слой. При этом в зонах этих «надстроек» увеличива-

ются время формирования второго слоя коры и его мощность и, возможно, устанавливается возрастная преемственность вулканизма островов океана, продолжающего развитие сводов второго слоя.

Следовательно, на вулcano-тектонические процессы, охватывающие всю структуру океана как телескопированного рифта, или зоны спрединга (согласно новой глобальной тектонике), накладываются региональные вулканические проявления, не подчиненные ареальным вулканическим процессам образования второго океанического слоя и приводящие к излияниям центрального типа, связанным с центральными вулcano-тектоническими структурами, наложенными на ареальные.

В большинстве случаев остается неясно, существует ли непрерывная преемственность между завершением ареальных вулканических излияний и началом центрального вулканизма (?).

Вулканизм в рифтовых «долинах» Исландии можно считать продолжением первой линии эволюции вулканизма. Действительно, все современные вулканические образования ограничены зоной рифта и его продолжения на дне океана, на цоколе о. Исландия. Однако рифты Исландии не объяснимы с позиции спрединга в рифте океанической литосферной плиты, так как мощность земной коры Исландии намного превышает 10 км, тогда как на гребнях срединно-океанических хребтов она менее 5 км. Хотя сейсмические условия Исландии и срединно-океанического хребта сходны, сейсмический пояс Исландии смещен к востоку от сейсмического пояса рифта срединного хребта.

Необъяснимы различия структур в двух вулканических зонах Исландии, которые должны быть, согласно тектонике плит, одинаковыми и соответствовать вулканическому поясу срединного хребта. Гипотеза о связи крупной зоны плавления в земной коре с образованием мощного слоя базальтов, выделившегося из мантии и сопровождающегося высоким тепловым потоком, безразлична по отношению к тектонике плит. Структура аномального магнитного поля требует непрерывности разрастания срединно-океанических хребтов в течение последних 10 млн. лет, т. е. устойчивости процесса. Фактически сложная тектоника хребтов объяснима лишь при эпизодическом проявлении спрединга, что является новым усложнением гипотезы. Океаническая рифтовая долина — это не брешь между раздвинувшимися глыбами коры и не обрушившийся блок между сбросовыми уступами, но серия слабо наклонных блоков, постепенно спускающихся к оси рифта. В то же время это не грабен, так как ширина грабена не должна превышать более чем вдвое толщину литосферы, а она превышает 15 км. Следует подчеркнуть, что иногда больше труда затрачивается на классификацию явлений, чем на объяснение причин и путей их образования. Рифтовые долины — это вулcano-тектонические структуры, вызванные обрушением свода при дефиците массы под ними, вследствие оттока магмы. В соответствии с механизмом извержений в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, согласно гипотезе тектоники плит, должны формироваться лавовые

плато, сложенные призмами, вытянутыми «порциями» вдоль оси рифта, и разделенные вертикальными разломами рифтового происхождения. Однако фактически в рифтовых зонах срединных хребтов наблюдается вся гамма генетических типов вулканов (от плато-излияний до стратовулканов), характерная для вулканических областей с региональной эволюцией вулканизма. Гомодромный тип последовательности изливаемых лав свидетельствует о длительном периоде развития рифтовых зон от трещинных излияний к излияниям центрального типа со сменой согласно этому и типов лав.

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

При анализе условий формирования вулканического рельефа систематизируются следующие данные: 1) геофизические, характеризующие структуру земной коры, ее тепловой, сейсмический, гравитационный региональные режимы, и 2) геолого-географические: а) происхождение рельефа фундамента, его структура, б) формы поверхностей, перекрытых вулканическими продуктами, их возраст, в) новейшая тектоника, г) вулcano-тектоника, д) морфоструктуры вулканических образований, е) денудационные процессы.

Основными факторами формирования рельефа вулканических областей являются активные тектонические движения, сопряженные с вулканизмом и денудационными процессами. Для выявления роли каждого из этих процессов и их взаимодействия с остальными необходимо рассмотреть условия, при которых усиливается и затухает каждый из них, а затем синтезировать геоморфологический процесс на каждом из этапов структурообразования.

Палеорельеф как поверхность образования вулканического ландшафта в процессе вулcano-тектоники и вулканических излияний испытывает ряд структурных и геоморфологических преобразований при участии новейшей тектоники и денудации. Новейшая тектоника, сопровождающая тектоно-магматическую активизацию региона, выражается в формировании структур, обусловленных региональными предпосылками (горст-антиклинали, рифты, куполовидные и сводовые поднятия). Эти структуры образуются на выровненных эрозионных поверхностях предшествующей стадии развития района. Вулканическая деятельность происходит в условиях сопряженности вулcano-тектоники с вулканическими излияниями, сопровождаясь перестройками ландшафта. Вулcano-тектонические морфоструктуры являются элементами новейшей тектоники, сопряженной с интенсивным тепломассопереносом к земной поверхности. Поэтому вулcano-тектоника в большинстве случаев конформна вулканическим структурам, а новейшая тектоника безразлична и часто дисконформна.

В первую очередь следует рассматривать морфоструктуру, предшествующую формированию вулканической области. Образование

предвулканического рельефа начинается с поверхностей выравнивания как субстрата геоморфологического уровня вулканизма, на котором возникает вулканический рельеф.

После прекращения вулканизма денудационные процессы (флювиальные, морские, ледниковые) усиливают деструкцию вулканических сооружений; поствулканическая фумарольная деятельность при этом способствует дезинтеграции горных пород.

Соответственно генетической последовательности образования вулканических ландшафтов рассмотрим процессы, определяющие их морфологию. Геоморфология вулканических областей рассматривает связи формирования рельефа с сопряженными процессами вулканизма и тектоники. Закономерности формирования рельефа на этой основе изучаются, исходя из принципа одновозрастности вулканизма с образованием структур фундамента, определяющих пути вулканических извержений. При этом вулканизм проявляется вне зависимости от древних геологических структур, как наложенный процесс на разновозрастные толщи фундамента.

Геоморфологический метод анализа позволяет на основании изучения форм рельефа выявить роль отдельных рельефообразующих факторов, установить их последовательность и определить время проявления.

В ряде случаев нельзя провести четкой границы в образовании морфоструктур между вулканизмом и тектоникой. А. Н. Заварицкий (1948 г.) по поводу роли вулканизма в тектонике земной коры отметил, что главной особенностью вулканических областей является то, что в этих областях движения твердых масс земной коры нельзя отделить и даже рассматривать отдельно от движения магматических масс, являющихся здесь лишь особыми, исключительно подвижными участками среди земной коры. Это подчеркивали также Г. Клоос, А. Полканов, С. Бубнов, считавшие, что вулканизм можно рассматривать как «тектонику» пластичных масс, а тектонику — как «вулканизм» твердых масс земной коры. Такая двойственность в движениях земной коры выражается в том, что перемещение вещества происходит в разных состояниях — твердом и огненно-жидком. Вулканизм является поднятием вещества земной коры в расплавленном виде, происходящим одновременно с перемещением твердых масс земной коры и опережающим последние при поднятии в виде вулканических извержений, образующих рельеф.

Вулканогенный рельеф создается эндогенными процессами и имеет различные формы: аккумулятивные, взрывные, вулкано-тектонические. Преобладают аккумулятивные образования, сложенные вулканическими продуктами и деформированные вулкано-тектоническими и эксплозивными процессами. При этом рельеф сохраняет черты планетарного единообразия для всех планет земной группы в широком смысле, в виде площадных излияний, трещинных и центральных типов вулканов.

Вулканический рельеф является глобальным и оказывает существенное влияние на формирование крупных структур Земли

(геотектур) — островных дуг, срединно-океанических хребтов, рифтов.

Для вулканизма как процесса рельефообразования характерна пульсационная деятельность, сопряженная с периодичностью тектоники. Она отмечается как при образовании отдельных вулканов, так и для крупных региональных и глобальных вулканических областей. Вулканические излияния подчинены ритмам различной длительности: при ареальных излияниях, формирующих лавовые плато, циклы вулканизма растягиваются на миллионы лет; при деятельности вулканов центрального типа пульсация вулканических извержений подчинена коротким сменам эксплозивно-эффузивных и экструзивных процессов. Соответственно различаются и этапы рельефообразования, формирующие генерации рельефа разного типа и возраста.

В вулканических ландшафтах сосуществуют формы рельефа разного возраста и облика, в зависимости от генетических типов вулканизма и характера новейших тектонических движений. При этом характерно полициклическое развитие рельефа, определяемое чередованием резко выраженных вулканических и эрозионных процессов в обстановке прерывистых движений земной коры, неравномерность которых четко подчеркивается их сопряженностью с вулканическими пароксизмами.

Вулканизм оказывает влияние на экзогенные процессы, формируя речной сток при образовании высоких конусов вулканов. Физико-географическая обстановка сказывается на изменении морфологии вулканического рельефа, созданного в разных условиях климата и рельефа фундамента.

Вулканизм изменяет микроклимат, повышая его влажность, нарушая динамику, морфологию и строение ледников, аккумулируя снег на вершинах высоких вулканов, а иногда вызывая частичное или полное их уничтожение во время вулканических извержений. Приуроченность мощного выпадения водных осадков к действующим вулканам центрального типа, отличающимся значительной высотой, усиливает их эрозию. После прекращения вулканической деятельности в результате денудации вулканогенного рельефа создаются новые морфологические особенности района, причем совпадение топографической и геологической поверхности, отличающее молодые вулканы, нарушается и эрозионная поверхность врежется в согласную морфоструктуру.

Указанные особенности вулканогенного рельефа чрезвычайно облегчают морфологический анализ в областях новейшего вулканизма и делают их исключительно важным объектом геоморфологических исследований для понимания общих процессов развития рельефа. Исследуя путем геоморфологического анализа движения земной коры в вулканических областях, мы находим зависимость между расположением, структурой и возрастом вулканов и тектоническими структурами области в их развитии, иными словами, познаем связь вулканических процессов с горообразованием.

Вулкано-тектоника относится к процессам, играющим значительную роль в рельефообразовании вулканических областей. Она создает как поднятые, так и опущенные на значительную глубину формы рельефа. Общим правилом является поднятие и растрескивание площади извержения и вулканического сооружения перед извержением или лавовой экструзией. После извержения площади излияний и вулканы испытывают тенденцию к опусканию за счет изостатической компенсации. При побочных вулканических излияниях часто наблюдается образование трещин растяжения с насаженными на них рядами вулканов.

Наблюдения, проведенные при помощи уровенных наклономеров на Камчатке, позволяют судить об изменениях уровней земной поверхности вокруг действующих вулканов. Подъем магмы и извержение вызывают локальные упругие деформации земной коры. При этом наибольшие деформации, выражающиеся в куполообразном поднятии, во время извержения и опускания после извержения наблюдаются вблизи действующих вулканов. По данным измерений, проведенных в окрестностях вулкана Толбачик, деформации на расстоянии 10 км изменялись на один порядок, а еще дальше не регистрировались. На других вулканах непосредственно перед извержениями отмечалось увеличение высоты построек и их растрескивание, вызванное подъемом магмы к поверхности, и опускание после прекращения извержений. Это доказано для вулканов о. Гавайи, где с помощью лазерных устройств проводятся специализированные инструментальные исследования деформации вулканических построек (рис. 43). Описано также заметное опускание участка земной поверхности в районе вулкана Сакурадзина на о. Кюсю после его извержения в 1914 г. (амплитуда опус-

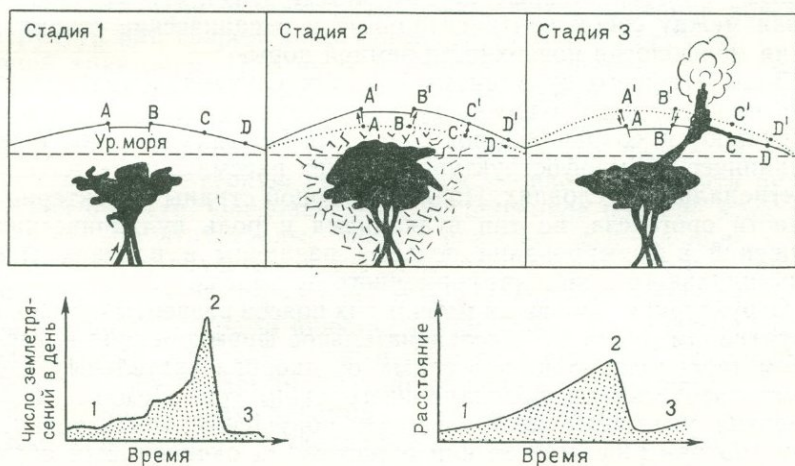


Рис. 43. Стадии извержения гавайского типа (1—3) (по Д. Унгеру, 1974 г.). 1 — начало вспучивания перед извержением; 2 — максимальное вспучивание, начало извержения; 3 — опускание вслед за извержением

кания превышала 0,8 м). Размеры поднятий и опусканий обычно полностью не совпадают, свидетельствуя о том, что после каждого извержения происходят необратимые изменения морфологии вулканических построек вследствие вулканизма и вулcano-тектоники. Обобщение многочисленных данных свидетельствует, что подобные деформации характерны для всех действующих вулканов.

Процессы, создающие морфологию вулканических ландшафтов, в первую очередь определяются дифференциацией глубинного вещества планеты. Общий принцип развития рельефа вулканической области — гравитационная вертикальная дифференциация его по мере разделения и внутренней дифференциации вещества земных оболочек Земли. Значение процессов дифференциации глубинного вещества в формировании рельефа выражено в образовании континентальной коры, формирующей поднятый над уровнем геоида рельеф континентов; недифференцированные базальтовые излияния создают в океанах и на континентах спокойный рельеф лавовых плато.

Внутрикоровая дифференциация в вулканических очагах мобильных зон перехода от континентов к океанам является предпосылкой для излияния лав контрастных формаций, образующих сложные вулканы центрального типа на контрастном рельефе мобильных зон. Дифференциация глубинного вещества, отличающаяся по своему стилю в разных регионах, создает условия для формирования региональных различий рельефа в процессе орогенеза и платформенной консолидации.

Изучение закономерностей вулканизма в континентальных и океанических условиях позволяет проследить преемственность развития вулcano-тектонических динамических поясов, эволюционирующих на фоне океанических и континентальных структур. Вулканизм является главным звеном между этими структурами, связывая между собой континентальные и океанические стадии развития морфологии поверхности земной коры.

Зоны угасшего вулканизма в одних случаях испытывают общее поднятие и разрушение вулканического рельефа, в других — погружаются, сохраняясь под осадками. Поэтому историю каждой вулканической морфоструктуры следует рассматривать конкретно в региональных условиях. Поднятие горной страны характерно для области орогенеза, но тип вулканизма и роль вулканических сооружений в формировании рельефа различны в районах эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенеза.

Структурная эволюция мобильных поясов разворачивается в конструктивном плане как последовательное формирование платформ путем геосинклинально-орогенных осадкообразовательных, тектоно-магматических и денудационных процессов. Помимо этого в развитии участвуют деструктивные обрушения континентальных структур при рифтогенезе или образовании океанов. Эти обрушения накладываются на разные стадии конструктивных процессов, приводя к понижению геоморфологического уровня, стимулирующего массовые базальтовые излияния. Следовательно, вулканизм

можно рассматривать в двух аспектах: а) как процесс, сопровождающий последовательную эволюцию конструктивных структурных поясов, и б) как «катастрофическое» затопление базальтами площадей деструктивного обрушения.

В первом случае магматическая эволюция происходит путем гомодромной дифференциации, а во втором — антидромной.

В основу рассмотрения роли вулканических процессов в морфоструктурном развитии Земли положены следующие принципы классификации геотектонических структур, отвечающие классическому разделению земных форм рельефа: на геотектуры — крупнейшие глобальные формы рельефа — материки, океанические впадины; морфоструктуры — формы рельефа эндогенного происхождения, наложенные на геотектуры — горные хребты, прогибы, межгорные впадины, и морфоскульптуры — ландшафтно-климатические формы рельефа в разных поясах земной коры, образующие экзогенные формы рельефа на фоне морфоструктур.

Морфологическая вулканология базируется на структурной геоморфологии, изучающей связи рельефа и геологических структур. Поэтому структурно-морфологические исследования служат основой изучения вулканических областей, где эндогенные процессы создают на земной поверхности вулканические морфоструктуры.

Геоморфологическая структура — собирательное понятие, включающее все морфологические и тектонические формы и их содержание, проявляющееся в рельефе [36]. Согласно И. П. Герасимову, морфоструктура — это рельеф, созданный тектоническими движениями земной коры в их взаимодействии с процессами денудации и аккумуляции.

В этих терминологических определениях среди эндогенных факторов развития рельефа в виде морфоструктур роль вулканизма не подчеркнута. Для вулканических ландшафтов значение новейших структур или современных морфоструктур требует более расширенной трактовки. При этом в понятие эндогенного фактора, помимо тектонических движений, следует ввести вулканические процессы, как непосредственно формирующие рельеф, так и сопряженные с тектоникой — вулканотектонические движения, играющие морфоструктурную роль уже на уровне фундамента вулканической области. Следовательно, расширенное понятие морфоструктуры — это структурные формы рельефа, возникающие как непосредственные эндогенные образования — тектоногенные и вулканогенные при неотектонических и вулканических процессах.

Под морфоструктурами вулканических районов, в соответствии с классическими определениями, понимаются основные геоморфологические элементы Земли, созданные эндогенными силами (новейшей тектоникой, вулканизмом и вулканотектоникой) в процессе их взаимодействия с денудацией и аккумуляцией отложений.

Вулканы как проявление эндогенных сил образуют морфоструктуры, определяющие облик вулканического ландшафта. Следовательно, вулканический рельеф является структурным, облекающим

своими формами первичные формы поверхности слагающих его вулканических пород.

Геологическая сущность морфоструктуры вулкана заключается в его симметрично-сложной структуре, конформной с вулкано-тектонической структурой, а геоморфологическая — в конформности морфологической поверхности вулкана его внутренней структуре. Следовательно, рельеф действующего вулкана выражает единство геологической и геоморфологической поверхности (рис. 44). По мере эрозии склонов вулкана (потухшего) его геоморфологическая поверхность врезается в геологическую.

Морфоскульптура на основе вулканических форм рельефа определяется в первую очередь морфоструктурной формой вулкана, препарированной в дальнейшем экзогенными процессами, действовавшими под контролем литолого-текстурных условий (трещиноватости, переслаивания слоев разной устойчивости против эрозии).

Многофазность эндогенных вулкано-тектонических процессов создает условия разновременности формирования морфоскульптур со сменой тектономорфных и литоморфных факторов рельефообразования.

Морфоструктурный анализ занимается изучением структурных особенностей эндогенных морфоструктур, выраженных в рельефе, в их исторической преемственности. В зависимости от унаследованности структур и режима движений проводится историко-геолого-генетическое изучение проявления эндогенных структур в формах рельефа, основанное на конформности форм рельефа его структурам. Структурно-морфологический анализ состоит в изучении геоморфологического выражения структур, по Н. А. Флоренсову — познания геологических структур через их геоморфологическое выражение.

Вулкано-структурный анализ — раздел структурного анализа, посвященный изучению геологической структуры вулканических

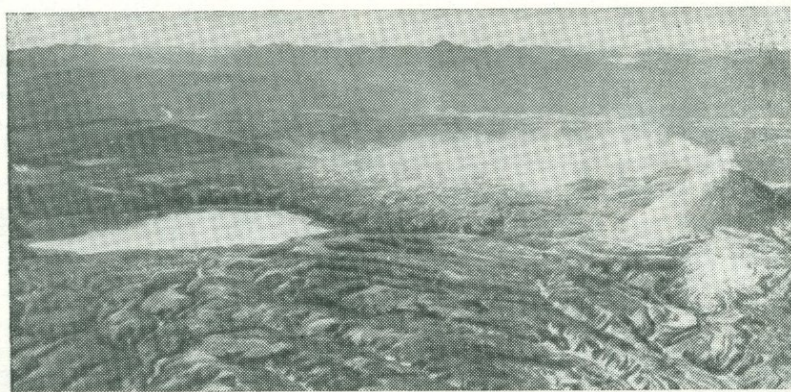


Рис. 44. Действующий Карымский вулкан, не захваченный эрозией, и кальдерное озеро. Камчатка

образований и рассматривающий сопряженные связи между строением вулканов и структурой земной коры. При этом вулканы выступают как индикаторы тектонической структуры, формирующейся одновременно с вулканической деятельностью, сопряженно с нею. Сложность развития рельефа вулканической области усугубляется тем фактом, что новейшая тектоника и вулканотектонические процессы являются выражением интенсивных движений земной коры.

Предполагаются три типа соотношений тектоники, вулканизма и денудации: 1) интенсивный тектонический подъем и вулканическая аккумуляция превышают силу денудации — происходит поднятие ландшафта, наряду с его эрозионным расчленением в виде гор; 2) равновесие процессов создает стабильный режим лавовых плато, невысоко поднятых над уровнем моря и увенчанных вулканами; 3) понижение общего уровня страны за счет вулканотектонического опускания и денудации с формированием компенсационных прогибов, заполненных вулканогенно-осадочными породами.

В борьбе противоречивых процессов развития рельефа эндогенное поднятие способствует расчленению, а эндогенное опускание — выравниванию рельефа. В первом случае рельеф формируется как скульптурный узор на крупных дифференцированных морфоструктурах, а во втором — как поверхность, покрытая аккумулятивным плащом. Вулканизм как форма эндогенного поднятия вещества увеличивает расчлененность рельефа на первом этапе и пополняет объем аккумулятивных отложений на втором, способствуя выравниванию рельефа. Ряды вулканических сооружений по степени их разрушаемости изменяются в зависимости от региональных и климатических условий. Тектонические поднятия понижают базис эрозии; увеличиваются глубина эрозионного вреза и денудация, особенно в морских и влажных климатических условиях.

По мере повышения геоморфологического уровня вулканических излияний увеличивается денудация вулканических сооружений. Ее усиливает также тектоническая дифференциация рельефа — с повышением темпа дифференциации тектонических движений в орогенах увеличивается денудационный снос вулканических пород аккумулятивных сооружений. С повышением контрастности вулканических формаций андезито-дациты, базальты — риолиты также увеличивается, при прочих равных условиях, темп денудации вулканов. Контрастность состава пород и форм излияний — от площадных к центральным порождает контрастность рельефа — базальтовые плато, андезитовые стратовулканы, риолитовые куполы, экструзивные некки.

Расчленение и нивелирование форм вулканического рельефа имеют свои характерные черты в региональных условиях и определяются множеством факторов. К важнейшим из них относятся высота тектонического поднятия, тектоническая мобильность, контрастность форм рельефа фундамента и вулканов, климатические условия, типы вулканических пород, их текстура, формы залегания.

Роль отдельных факторов изменяется в зависимости от региональных условий, увеличиваясь в континентальных орогенных условиях и уменьшаясь при подводном вулканизме. Наибольшая денудация вулканического рельефа — на границе континент—океан. При сопряженности во времени этапов поднятия, расчленения и вулканизма эти процессы приурочены к поясам активизации, в которых темп структурно-вулканического развития значительно более ускорен, чем последующие процессы эрозионного выравнивания.

Для разработки морфологического подхода к процессам эндогенного структурообразования следует рассмотреть условия образования морфоструктур, порождаемых вулканизмом в различных сочетаниях с тектоникой. При этом допустимы две крайние позиции этого процесса: 1) преобладание вулканизма, подавляющего тектонический морфогенез, типично для областей площадей излияний на низких ГУВИ и 2) преобладание тектонического морфогенеза, подавляющего вулканический, типично для орогенного вулканизма на высоких ГУВИ.

Среди объектов геоморфологических исследований, позволяющих выявить процессы и принципы формирования рельефа на вулканотектоническом субстрате, рассмотрены вулканические структуры в зависимости от изменения ГУВИ в региональных обстановках от дна океанов и островных дуг до орогенных и платформенных условий. Во всех регионах морфология вулканических образований — структурная и конформная, обусловленная эволюцией вулканических структур на основе вулканотектонических процессов.

Коррелятные вулканогенно-осадочные отложения являются объемным эквивалентом вулканического рельефа, эродированного в ходе образования нисходящего потока вещества при нивелировании вулканотектонического рельефа вулканической области. Соответственно условиям регионального поднятия формирование рельефа вулканической области контролируется типом и мощностью коррелятных отложений. Их изучение позволяет оценить масштабы тектонических движений и тип вулканизма. Завершение эрозионного процесса, коррелятного осадкообразованию, знаменует окончание формирования поверхности выравнивания на месте тектонически стабилизированной и угасшей вулканической области и заполнения предгорных прогибов осадками. На этой стадии нисходящего развития рельефа древних вулканических ландшафтов региональные условия определяют формы рельефа и преобладающие агенты выравнивания в определенных климатических условиях. Новейшие вулканические области находятся на стадиях развития юного контрастного рельефа.

Основой морфоструктурных исследований является изучение новейших морфоструктур и коррелятных им неоген-четвертичных отложений. При этом последовательно выделяются и рассматриваются в качестве фундамента для вулканических излияний поверхности выравнивания, речные и морские террасы и другие геомор-

фологические уровни вулканических излияний. В дальнейшем изучается роль других процессов, сопровождающих вулканизм. Следовательно, изучение начинается с субстрата вулканической деятельности — палеорельефа ее фундамента, на основе чего выясняется унаследованность морфоструктур фундамента и их роль в развитии структурного плана фундамента, контролирующего вулканическую деятельность. Наложенный характер вулканогенного рельефа выводит его из закономерного ряда форм структурно-денудационного рельефа, характерного для невулканических регионов.

Геоморфология вулканических сооружений различается для разных тектонических регионов: геосинклиналей, орогенов (ранних и поздних), платформ (континентальных и океанических). При изучении геосинклинально-орогенной тектонической эволюции выделяются вулканические ландшафты островных дуг как наиболее характерных и мощных областей современного вулканизма.

На примере Курило-Камчатской и других геосинклинально-орогенных областей развитие вулканического рельефа прослеживается, начиная от геосинклинальной и кончая орогенной стадией. История развития вулканогенного рельефа отличается стадийностью, выражающейся в постепенном преобразовании вулканотектонического рельефа в вулканический, а последнего в вулканогенно-денудационный.

Вулканические процессы следует рассматривать в тесной связи с тектоническими и геоморфологическими, как единую цепь сопряженных изменений в тектоно-магматической и морфоструктурной истории Земли. Поэтому анализ этих процессов следует проводить, не ограничиваясь рамками одной геотектонической стадии, например, геосинклинальной, орогенной или платформенной, замыкаясь в решении на каждой из этих стадий геоморфологических, структурных или петрологических задач, а начинать построения, охватывающие длительные периоды истории Земли, опираясь на изучение отдельных стадий, которые затем связывать между собой.

Благодаря соответствию между типом вулканической деятельности и региональной стадией тектонического развития вулканической области морфологические черты вулканического ландшафта находятся в зависимости от его регионального положения. Изучение «продленного периода» развития вулканизма включает рассмотрение вулканической деятельности на протяжении нескольких геологических стадий эволюции вулканической области. При этом условии предполагается возможность выявления более четких закономерностей сопряженности рельефообразования и тектоно-магматических процессов, чем в течение вулканической деятельности одной тектонической стадии. Возникает необходимость рассматривать также вулканические и вулканогенно-осадочные формации, возникающие и исчезающие на разных стадиях процесса.

Выявление закономерностей перехода тектоно-магматических процессов через «границы» тектонических стадий путем изучения

латеральных и вертикальных контактов вулканических формаций позволит выявить и морфоструктурные границы перехода между различными структурами Земли на основе конструктивных или деструктивных путей эволюции. При этом выявятся отдаленные связи между петрологическими, геоморфологическими и тектоническими процессами. Например, с геосинклинально-орогенной эволюцией регионов можно связать гомодромный тип магматической эволюции и формирование контрастных геоморфологических ландшафтов вулканических областей. В этот же комплекс явлений войдут также закономерности тектонического развития, сопряженного с вертикальной контрастностью тектонических движений. При этом закономерности вулканизма могут классифицироваться по вулканическим поясам, связанным с орогенезом. С гомодромным типом эволюции вулканизма — геосинклинально-орогенным (базальты, андезиты — кислые вулканические излияния) — в конечном счете связано формирование континентов.

Антидромный путь вулканизма в широком смысле соответствует деструктивному распаду структур земной коры, ее океанизации и массовому базальтовому вулканизму. В пределах отдельных стадий регионального развития антидромная вулканическая дифференциация проявляется при формировании локальных вулканотектонических депрессий и кальдер.

#### **ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ ПОДЛАВОВОГО РЕЛЬЕФА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ**

Проблемы палеогеоморфологии подлавого рельефа связаны с различными аспектами изучения вулканических областей. При глобальном подходе к анализу палеогеоморфологии рельефа, открытого лавами, различаются пояса активизации с проявлением геосинклинально-орогенного и эпиплатформенного вулканизма.

В широком смысле платформенные излияния предполагают пологое залегание вулканических формаций с выдержанными на обширных площадях мощностями траппов, плато-базальтов в пределах континентальных и океанических платформ и срединных массивов.

Морфоструктура лавовых покровов платоизлияний отражает как первичную форму и структуру поверхности подлавого рельефа, так и последующие вулканотектонические и неотектонические процессы платформенных областей. Излияния лав на обширные пенеплены и образования лавовых плато происходят на первых этапах вулканотектонической активизации платформ. В платформенных континентальных регионах различаются крупные структуры прогибов, синеклиз, валов и сводовых и куполовидных поднятий с различными типами и мощностями вулканических продуктов.

Области активизации с контрастным структурным рельефом предполагают резко дифференцированные условия вулканизма с

выклиниванием толщ эффузивов при излияниях центрального типа и накоплении мощных вулканогенных формаций в вулканотектонических депрессиях и прогибах. Излияния на контрастные формы рельефа с резким колебанием мощностей лавовых потоков, изменениями направлений потоков и покровов туфов происходят на геосинклинально-орогенных этапах активизации. При этом формы вулканического рельефа, обусловленные вулканотектоникой и текстурными типами фаций вулканитов, особенно контрастны. Процесс орогенеза сопровождается коренная перестройка подлаваовой поверхности и создание новых омоложенных форм рельефа. При деформации древних поверхностей, перекрываемых молодыми излияниями, это сопровождается эрозийным вскрытием остатков древних пепленов с фиксацией неустойчивых форм рельефа лавовыми покровами. В позднеорогенные эпохи происходит наибольшее воздымание ГУВИ и локализация вулканизма. Верхняя граница повышения ГУВИ определяется гравитационным состоянием земной коры и динамикой вулканизма. На фоне глобальных эпох формирования ГУВИ выявляются региональные эпохи развития поверхностей выравнивания, после чего наступает этап тектонической и тектоно-магматической активизации, расчленения и формирования контрастного рельефа с вулканическим морфогенезом.

Геоморфология вулканических областей прежде всего сталкивается с вопросами палеогеоморфологии, так как изучение вулканогенного рельефа требует познания морфологии фундамента, на который наложились вулканические и денудационные процессы. Важны три главных вопроса: а) как выглядел и какими процессами сформирован рельеф области до вулканизма; б) какие формы приобрел рельеф после вулканической деятельности и в) какие изменения произошли в рельефе в результате денудации. Определенную роль в морфологии вулканических областей играют отпрепарированные денудацией погребенные формы древнего вулканогенного рельефа самых различных типов — от древних лавовых платоскогорий и потоков до вулканов и куполов.

Вначале оценивается общее значение новейшей тектоники в формировании современного рельефа вулканических областей, а затем рельефообразующая роль вулканотектонических процессов. После рассмотрения роли аккумулятивных и структурообразующих процессов вулканизма в формировании рельефа, чтобы представить себе пути формирования современных вулканических ландшафтов, следует описать экзогенные рельефообразующие процессы (главные из них — флювиальные и ледниковые).

В зависимости от направления и скорости тектонических движений вулканические образования могут подвергнуться денудации непосредственно вслед за прекращением вулканизма, могут быть погребены под аккумулятивными отложениями разных типов, испытать последующую денудацию. При поднятии создаются неуравновешенные состояния крупных масс горных пород, вызывающие как гравитационные опускания (прогибания), так и обрушения и оползания, а также форсирующие денудационные процессы.

При формировании вулканогенного рельефа большое значение имеют понижения ГУВИ. В ряде случаев, в результате образования при этом крупных вулcano-тектонических депрессий, они могут явиться вмещителем больших объемов вулканических продуктов. Происходит столь полное поглощение вулканитов в вулcano-тектонических депрессиях, что в соседних прогибах не образуется коррелятных вулканизму отложений [24].

Региональные условия формирования вулканических пород позволяют рассматривать подластовый рельеф в зависимости от различных структур региона. В основе морфоструктурного анализа заключено предположение, что структурный рельеф фундамента вулканических областей формируется длительное время, захватывающее последние фазы складчатости, а не только проявление новейших тектонических движений, вулcano-тектоники и вулканизма. При морфоструктурном анализе вулканических областей мы должны сосредоточить внимание на всех особенностях вулканического рельефа и вулcano-тектоники, которые позволяют выявить элементы структуры фундамента, являющиеся проводниками излияний или же тектоническими структурами, сопряженными с излияниями. Под этими элементами структуры мы понимаем линеаменты как общие направления структур, независимо от их конкретных проявлений (сводов, разломов, рифтов).

Зоны вулканических извержений связаны со структурами растяжения земной коры — с магнаподводящими каналами разных типов вулканизма: ареального, трещинного, центрального. При этом происходят разнообразные тектонические и вулcano-тектонические нарушения линейного, кольцевого и дугообразного типа. Главными линеаменами являются глобальные разрывы, определяющие общую наложенность вулканических поясов и региональные и локальные тектонические и вулcano-тектонические структуры. К глобальным зонам нарушений относятся трансокеанические и трансконтинентальные разломы, определяющие общую структуру вулканических поясов — срединных океанических хребтов, островных вулканических дуг, рифтовых зон, пересекающих как океанические, так и континентальные области. Эти крупные структуры дешифрируются с использованием дистанционных методов в сочетании с изучением геофизических полей (гравитационного, палеомагнитного), а также корректируются при изучении петрохимических данных вулканических пород.

Региональные разломные зоны ограничивают вулканические пояса и крупные кольцевые и дуговые структуры провинциального значения. Линейные и фестончатые разломы вулканических поясов позволяют дифференцировать их по возрасту в пределах одного региона и выделить из сопутствующих структур горстовых и грабеновых тектонических хребтов и депрессий.

Локальные разрывные структуры в пределах региональных вулканических поясов подвергаются наиболее детальной классификации: в них входят разрывные и трещинные зоны, а также кольцевые, дуговые и радиальные разрывы в пределах отдельных

вулканических, вулкано-купольных и кальдерных структур. В целях систематического анализа эволюции рельефа вулканической области рассматривается ряд исходных данных о структуре фундамента, причем выявляются линейные, сводовые, купольные, депрессионные структуры, диктующие вулкано-тектонические условия вулканических излияний в различных региональных обстановках.

Палеотектонический анализ позволяет выявить основные линейные элементы, определяющие стиль вулкано-тектоники и разрывные и трещинные нарушения. Блоковые и купольные структуры выделяются на основе структурно-геоморфологических исследований с привлечением комплекса дистанционных и геофизических методов. Таким путем изучаются связи глубинного строения вулканической области с унаследованными и новейшими структурами, а также вскрывается роль конформности рельефа в развитии купольных и кольцевых вулкано-тектонических структур.

Сейсмо-тектонические исследования дополняют морфоструктурный анализ изучением палео- и современной картины сейсмо-тектонических нарушений, определяющих направления развития глыбовых и сводовых структур.

В локальных условиях вулканических регионов значительный теоретический и практический интерес представляет изучение погребенных под лавами речных долин. Гидрографическая сеть зависит от структурно-геологических, вулкано-тектонических и климатических факторов. Условия формирования речной сети в горной стране в связи с крупными вулкано-тектоническими поднятиями и опусканиями весьма различны. Изучение древней и наложенной на вулканогенный рельеф речной сети позволяет оценить интенсивность эрозионного расчленения и деформации ГУВИ.

При рассмотрении современного рельефа вулканических областей в элементы ландшафта мы включаем не только современные действующие вулканы, но и рельеф их фундамента, а также древние вулканы, входящие в составную часть этого фундамента и известные в любой вулканической области.

Рельеф фундамента, на котором происходят вулканические излияния, определяется стадией довулканического развития морфоструктур, условиями эрозионных процессов и новейшей тектоники, сопровождавшей вулканическую деятельность. Подлавовый рельеф играет большую роль в создании морфологии вулканической области. Изучение районов выхода подлавового рельефа на поверхность позволяет по фрагментам древних пород и их морфологии восстанавливать облик территории до ее перекрытия вулканическими породами. Возможны два типа выходов древнего рельефа в вулканической области: 1) отпрепарированные эрозией подлавовые поверхности древнего рельефа; 2) «нунатаки» древнего рельефа, обойденные лавовыми потоками и не засыпанные рыхлыми продуктами извержений. Процессы эрозии могли проникнуть глубоко в поверхность рельефа, подстилающего вулканические образования, и изменить формы погребенных структур. Например, речная доли-

на, прорезавшая лавовые покровы, могла создать глубокий каньон в коренных породах.

Рельеф, не перекрытый эффузивами во время вулканической деятельности, мог в дальнейшем стать объектом эрозионных процессов и изменить свои черты. От степени выровненности рельефа вулканической области перед извержениями, как и от масштаба вулканизма и облегающей способности вулканических пород, зависит относительный размер территории, покрытой эффузивами.

Наибольшей бронирующей способностью обладают базальты, покровы которых, изливаясь на пенеплены платформенных областей, способны образовать лавовые плато, полностью перекрывающие древний рельеф. Базальты аналогичного типа, но изливающиеся в условиях срединных массивов и орогенов, перекроют значительно меньше поверхности выравнивания и заполнят глубокие долины, оставив свободными вершины соседних гор. Лавовые потоки андезитов и более кислых типов вулканических пород обладают значительно меньшей способностью бронировать рельеф и к тому же излияния их локализованы в вулканических центрах, ограничивающих площадь, перекрываемую вулканическими продуктами. Важно также, что излияния дифференцированных кислых пород приурочены к регионам с сильно расчлененным рельефом — островным дугам и орогенам континентов. Поэтому условия распространения продуктов вулканической деятельности стеснены рамками вулcano-тектонических структур и эрозионно-тектоническими формами рельефа.

Большой подвижностью и широкой бронирующей способностью обладают туфы больших объемов, способные в раскаленном состоянии образовывать пепловые тучи, перекрывающие довольно расчлененные тектонические и изрезанные эрозией формы рельефа.

Игнимбритовые покровы создают выровненные вулканические нагорья среди горного рельефа различного типа (активизированных платформ, орогенов).

В ряде случаев подлазовый рельеф испытывает тектонические деформации совместно с перекрывающими его лавами. Эти деформации бывают унаследованными от тектонических структур фундамента или определяются вулcano-тектоническими движениями.

Подлазовое геологическое строение фундамента может определить возраст и диапазон тектонических движений, сопровождавших вулканизм и определивших структуру и морфологию рельефа, сформировавшегося в течение эпохи вулканизма. Для характеристики величины вертикального перемещения подлазовой поверхности важна датировка морских отложений, перекрытых лавами. Исходя из сопряженности тектоники и вулканизма в каждую эпоху, датированные подлазовые отложения могут являться эталонами — реперами для определения типов и масштабов вулcano-тектонических движений.

Представления о формах подлазового рельефа исходят в первую очередь из данных о стадии и возрасте рельефа области вулканической деятельности. Формы подлазового рельефа определя-

ются как этапом тектонического развития региона перед излияниями, так и условиями эрозии (климатическими, ландшафтными и пр.).

Морфоструктура лавовых покровов отражает как фиксированный ими подлазовый рельеф и его структуру, так и последующие неотектонические процессы, включая: 1) первичные формы лавового рельефа и обуславливающие их факторы; 2) вторичные формы лавового рельефа, отражающие эрозионные процессы и неотектонические движения; 3) текстуры и формы поверхностей лавовых покровов и потоков, туфов, приобретаемые во время и непосредственно вслед за излиянием, когда лава находилась в расплавленном и вязком состоянии — бортовые валы, горнитосы, наплывы, канатные и веревочные формы поверхности.

Если подлазовый рельеф определяется как поверхность выравнивания конца эрозионного цикла, он может иметь волнисто-равнинный облик. Соответственный характер будут иметь и отложения во впадинах такого пенеплена. Представляют интерес с точки зрения минерализации озера, сформировавшиеся в течение вулканической деятельности в вулкано-тектонических депрессиях и подпруженных озерных котловинах.

Проблемы образования рельефа, формировавшегося в вулканической области как перед началом вулканизма, в течение всей вулканической эпохи, так и после нее, важны при гидрогеологических исследованиях.

В ряде районов дочетвертичный рельеф также сложен вулканиками в связи с унаследованностью четвертичной вулканической деятельности от верхнеэоценового этапа вулканизма. Это вынуждает обращаться к рассмотрению верхнеэоценового субстрата четвертичных вулканических областей. Иногда вулканогенный рельеф принадлежит к еще более древним эпохам вулканизма. В связи с необходимостью описания каналов вулканических извержений следует обратиться к древним областям вулканизма. Это объясняется тем, что анатомия вулканов, вскрытая в палеовулканических районах, иногда позволяет получить более четкое представление о структурном положении каналов и трещин, выводящих магму на земную поверхность, чем в областях четвертичного и современного вулканизма.

Возможности реконструкции вулканического палеорельефа очень велики, поскольку вулканические морфоструктуры отчетливо просвечивают сквозь черты денудационно-вулканического рельефа. При этом сохраняются относительно длительное время в зависимости от региональной структуры многочисленные морфоструктуры, позволяющие восстанавливать всю предшествующую историю вулканизма и рельефообразования.

#### **МОРФОЛОГИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ РЯДОВ ВУЛКАНОВ**

Изучение генетических рядов вулканов имеет важное значение, так как отражает историю тектоно-магматических процессов данного региона и соответствующую им минерагению. В первом

приближении морфологическое изучение вулканов дает представление об их структуре и составе слагающих пород как в текстурном, так и в петрохимическом отношении. Дистанционные методы исследования позволяют судить о морфогенетических типах вулканов данного региона и дают представление о генетических рядах вулканов, характерных для каждого региона. Направленный вулканический процесс образует ряд вулканов, отличающихся в разных структурных регионах своеобразной сменой генетических типов вулканов. Морфология и некоторые гипсометрические характеристики вулканов дают информацию об условиях возникновения магмы, поскольку вулкан является динамическим проявлением магматического очага. Вулкан наращивает высоту своего конуса, пока масса столба магмы не уравнивает литостатическое давление на стенки вулканического очага. При превышении наружного давления над очаговым возможна смена терминального извержения латеральным. Поэтому не происходит беспредельного роста вулканического конуса в высоту. Эти примеры приближения вулканов к гидростатическому равновесию позволяют рассчитать для них глубину очага [19]. При этом разработаны критерии определения статически равновесного, или предельного вулкана, указывающие на сильное влияние на высоту вулкана гидростатического давления вулканического очага.

Гипсометрические параметры вулканов также коррелируются с содержанием в вулканических продуктах кремнекислоты.

Оценить величины газового давления, динамического воздействия подкорового субстрата или гравитационных сил, а также учесть вязкость магмы и ее трение о стенки канала вряд ли возможно.

Понятие «энергия вулканического рельефа» имеет иное толкование, чем в процессах обычного рельефообразования. Если энергия тектонического рельефа определяется степенью высотных различий форм рельефа и обусловлена тектоническими процессами, то энергия вулканического рельефа выражается через энергию вулканических извержений, формирующих разные типы вулканических построек. При анализе высотных параметров вулканов оцениваются влияющие на эти параметры эндо- и экзогенные факторы. Экзогенные факторы, определяющие скорость эрозии, различны для отдельных вулканов и региональных вулканических ландшафтов. Исходя из оценки современных действующих вулканов, формирование которых происходит при преобладании эндогенных сил, оказалось возможно пренебречь провинциальными различиями в скоростях эрозии.

В процессе изучения аккумулятивных и деструктивных форм рельефа вулканических областей, под которыми здесь и в дальнейшем мы будем подразумевать молодые вулканические ландшафты, важную роль играет различие между абсолютной и относительной высотой вулканов. Вулканы-гиганты огромной абсолютной высоты могут едва подниматься над уровнем моря, в то время как вулканы-карлики местами вознесены на постаментах ве-

личайших горных поднятий. Относительная высота вулкана, следовательно, определяется высотой его аккумулятивного аппарата, а абсолютная составляется из суммы высоты фундамента и аккумулятивного сооружения под дном океана или над поверхностью континента.

Принимая во внимание дискуссионный вопрос о роли тектономагматических движений в поднятии гор, особенно трудно разграничить роль тектоники и вулканотектоники в движениях земной коры в вулканических областях. Вероятно, тектоника в «чистом» виде представлена лишь в районах, лишенных вулканизма. Если в основе морфоструктурного анализа тектонических областей лежит степень конформности тектонической структуры рельефу, то вулканотектоника в вулканических районах служит примером тройной конформности, когда субвулканическое тело конформно облекающей его тектонической структуре и они совместно образуют сопряженную морфоструктуру, конформную рельефу.

При рассмотрении вопросов, связанных с региональным значением вулканотектонических вертикальных движений в создании абсолютных и относительных высот рельефа вулканических областей, важны следующие общие закономерности.

Крупнейшие вулканические области были расположены в период площадных вулканических извержений на наиболее низких ГУ и испытывали вслед за прекращением вулканизма, в зависимости от региональных обстановок, дифференцированные вертикальные движения (поднятия и опускания). При этом опускания обычно имели компенсационный характер, а поднятия — тектонический. Наиболее высокие аккумулятивные вулканические постройки также приурочены к наиболее низким геоморфологическим уровням. Соответственно — наименьшие по площади вулканические излияния, связанные с вулканами небольшой относительной высоты, приурочены обычно к высокоподнятым ГУВИ. Следовательно, можно говорить об обратной пропорциональности между ГУВИ и масштабами вулканизма, включая размеры вулканических сооружений. При этом за основу берется преобладание в орогенных областях мощных тектонических движений, создающих крупные тектонические поднятия рельефа, которым значительно уступает высота «насаженных вулканов».

На платформах континентов и в особенности на дне океанов наблюдаются самые высокие вулканы. Соответственно по объемам вулканического материала, поднятого на земную поверхность, вулканы на высокоподнятых фундаментах значительно уступают вулканам и лавовым плато, образованным на низких гипсометрических уровнях.

Представление об обратной зависимости тектоники и вулканизма вряд ли реально в прямом смысле. Бесспорно, стиль тектоники играет важную роль. В областях мощных напряжений сжатия вулканизм подавляется, в то время как в зонах растяжения — усиливается. Этим объясняется отсутствие вулканизма в зонах альпийских шарьяжей. Напротив, вулканические цепи формируются

на крупных сводах платформ и поднятых орогенов, протягиваясь на сотни километров в рифтовых поясах, с особой приуроченностью вулcano-купольных структур к узлам пересечения разломов растяжения.

Огромную роль в перемещении высокопластичного магматического расплава играют гидростатическое давление и гравитационные силы. При оценке условий вулканической деятельности следует учитывать гипсометрические уровни вулканических излияний, различающиеся величиной потенциала гравитационного поля [36]. При этом гравитационным полем лимитируется как высота вулканов, так и горных поднятий, не оставляя места для прямой зависимости между последними двумя факторами. Соответственно вершинный уровень гор — суммарный эффект тектонического поднятия и денудационного среза. Это позволяет считать вершинную поверхность гор динамическим уровнем, отражающим подвижное равновесие противоположно направленных сил: тектонических, стремящихся сделать горы более высокими, и денудационных, старающихся их снизить. Дифференцированность вершинного уровня гор определяется проявлением тектонических движений и литологии.

Как известно, вулканические плато площадных излияний обычно предшествуют формированию стратовулканов. Плато-базальты образуют фундаменты вулканических излияний центрального типа. Вслед за множеством вулканических центров, образующихся в условиях ареальных излияний при дальнейших извержениях, число вулканов постепенно уменьшается, но их размеры и длительность жизни отдельных вулканических центров увеличиваются. Происходит перестройка структур каналов извержений и петрохимический тип последних. Вулканы расположены на определенных структурах — от многочисленных моногенных вулканических центров ареальных излияний (на пересечениях сети трещин) до полициклично и длительно развивающихся крупных вулканических центров на узлах линеаментов и купольных поднятий.

Для каждого полигенного вулканического образования типична этапность развития вулканического сооружения, связанная с эволюцией вулканического процесса и изменением состава его продуктов [20]. Выделяется два этапа: 1) быстрый рост вулканического конуса стратовулкана (мегавулкан), достигающего предела своей высоты при гомогенном составе, и 2) замедленный рост вулканов до предельной высоты, сопровождающийся изменением состава лав, причем часть вулканов не достигает предельной высоты и полного развития, подобно тому как некоторые геологические структуры не достигают завершения.

Конформность выполняется до достижения предельной емкости вулкана — общей для каждой стадии тектонического развития региона. Ее резко катастрофически нарушает кальдерообразование — обрушение или взрыв вулканического сооружения — формирование нового геоморфологического уровня. Все современные вулканические пояса состоят из вулканов, сохраняющих конформность,

соответствующую вулcano-тектонике региональных стадий деятельности. Наряду с тектоно-магматической периодичностью (пульсацией), общей для региональных условий стадильности, существует стадильность отдельных вулканических очагов, имеющая индивидуальную закономерности. Этим определяется разностадийность структурных поясов и неоднородность «стыков» между их переходами друг в друга.

Морфологический анализ позволяет провести изучение общей для данного вулканического ландшафта картины стадильности вулканизма. Выявляется в вулканическом поясе серия предельных вулканов, вулканов, прошедших стадию кальдерообразования, вулканов древних и разрушенных. Для региональных вулканических поясов характерно единообразие развития. Наряду со случайными отклонениями от него, выражающимися в спорадических вулканических пароксизмах, мы не встречаем ни одного вулкана, находящегося на начальном этапе развития. Это свидетельствует об одновременности эволюции вулканических очагов с общей тектонической структурой региона. Вероятно строгое соответствие каждому из этих этапов тектоно-магматической эволюции морфологических типов генетических рядов вулканов.

Под влиянием экзогенных геоморфологических процессов генетический ряд вулканов испытывает серию более или менее существенных изменений своих форм, позволяющих судить о длительности перерывов между отдельными этапами вулканической деятельности, проходящей в соответствии с эндогенными процессами вулcano-тектоники. Возникает геоморфологический ряд вулканов, находящихся в сочетании и взаимодействии с генетическим рядом. В зависимости от эффективности эндогенных и экзогенных процессов наложение этих рядов может оказывать существенное влияние на возникающие формы рельефа.

Вулканические геоморфологические формации различных структурных регионов отличаются генетическими рядами вулканов, образующих основную структуру ландшафта. Геоморфологические формации обладают способностью эволюционировать в соответствии с региональным развитием, имеющим закономерную преемственность. Соразмерность эволюции вулканических процессов с развитием регионального тектонического режима выражается в тех случаях, когда тектоническая эволюция региона сопровождается интенсивным тепломассопереносом.

Геосинклинальный генетический ряд геоморфологической формации эволюционирует через ландшафт островных дуг в ранней и позднеорогенную стадии. На низких ГУВИ крупных вулканических регионов преобладают ландшафты лавовых плато ареальных и трещинных излияний, на которых надстроены морфоструктуры вулканических построек центрального типа. Их последовательность, хотя и связана с региональными условиями, но имеет и общие черты, определяемые стандартными условиями прорыва магмы на земную поверхность; трещинные излияния диктуют одну форму рельефа, центральные — другие. Кальдерообразование, как

и рифтообразование, регулирующие условия понижения ГУВИ, также близки по формам для разных регионов, хотя часто чрезвычайно различны по размерам и химизму.

Таким образом, имеется общеземной ряд генетических форм вулканов, независимый от типов магмы, неодинаковых в разных районах. К ним относятся вулканические плато, щитовые вулканы, конические вулканы, экструзии, шлаковые и лавовые конусы разных типов и депрессионные формы вулканотектонического происхождения. Региональные условия накладывают существенный отпечаток на эти типовые морфоструктуры.

### КОНФОРМНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Принцип конформности — один из основных принципов геоморфологии проявляется в соответствии внешней формы рельефа его внутренней структуре. Следует подчеркнуть, что он до некоторой степени подменяет понятие морфоструктуры, являющейся геоморфологической формой, соответствующей геологическому содержанию, в отличие от геоморфологической структуры, которая может быть как конформной, так и дисконформной. Принцип конформности является фундаментальным как в морфологической вулканологии, так и в палеовулканологии, так как на него опирается представление о морфоструктурном анализе долго живущих структур, в которых, подобно луковице, прорастают изнутри, все более молодые вулканические и субвулканические тела. Начиная с морфологии лавовых плато, где их поверхность служит прямым выражением переслаивания лавовых потоков, можно говорить о конформности вулканогенных форм рельефа.

Наряду с конформными структурами вулканических конусов, в которых последовательно изливавшиеся потоки и пирокласты послойно облекают друг друга, воздвигая вулкан, конформное развитие охватывает значительно более длительный период формирования вулканокупольных и вулканосводовых структур. Вулканокупольные структуры создаются над поднимающимися свод фундамента магматическими телами и продолжают свое развитие в виде вулканотектонического поднятия — «вулкана над интрузией». Облекание структур на этой стадии сменяется конформным облеканием слоисто-лавового конуса. Вулканосводовые конформные морфоструктуры выражены в виде хребтов, поднимающихся линейно в соответствии с тем же вулканотектоническим признаком глубинной и поверхностной (субвулканической и вулканической) конформности. Образуется ряд слившихся в хребет вулканов, «на низанных» на своды лавовых покровов, общего конформного фундамента: ареальные излияния на своде и его крыльях сменяются по мере поднятия центральными, над жерлами которых поднимаются стратовулканы.

ГУВИ конформен вулканической структуре и только в этом случае его можно считать исходной поверхностью для вулканической деятельности. Конформность вулканической структуры геоморфо-

логической поверхности подстилающего рельефа становится выражением внутренней конформности, проявляющейся на каждом структурном уровне, при приближении к земной поверхности фронта тепломассопереноса.

Сводовые и купольные изгибы поверхности Земли выявляются лишь в качестве поверхностей изогнутого сегмента земного шара. Следует говорить о конформности вулканическим структурам как сводовых купольных структур, так и разрывных. Последние конформны вулканическим структурам в обстановке растяжения, когда формируются магмавыводящие трещины, кольцевые и радиальные разломы. Следовательно, конформность — это выражение процесса, развивающегося из глубинных структур Земли и позволяющего анализировать глубинные структуры на основе поверхности рельефа.

Вулканические структуры конформны с внутренними структурами фундамента, сформированными одновременно с вулканизмом (синхронно). Конформность вулканизма и тектонических движений в широком смысле проявляется в связи вулканизма с восходящим литодинамическим потоком Земли, сопряженным с тектоническими поднятиями. Конформные морфоструктуры вулканического происхождения подчинены вертикально направленному вверх литодинамическому потоку. Конформность создается как в условиях сводовых и куполовидных структур, сопровождаемых кольцевыми разломами, так и общим поднятием фундамента вулканической области. Восходящая ветвь литодинамического потока отличается особой контрастностью морфоструктур как фундамента области вулканических излияний, так и вулканических морфоструктур на геосинклинально-орогенных стадиях динамического развития. На платформенных стадиях эволюции контрастность тех и других морфоструктур уменьшается.

В конкретных структурно-морфологических обстановках вулканизм связан со сводовыми, купольными и глыбовыми поднятиями и вулканические образования конформны тектономорфному рельефу. При этом факторы рельефообразования расчленяются на следующие группы: унаследованная морфоструктура, новейшая тектоника, вулкано-тектоника, глубинная структура, поверхностная аккумулятивная структура.

Роль внутриочаговой дифференциации магмы в эволюции типов вулканизма проявляется на фоне региональных вулканических процессов и имеет локальное значение в эволюции вулканических центров. Морфология вулканических построек в вулканических областях конформна вулканическим очагам и определяется их параметрами и особенностями дифференциации магмы. Процесс дифференциации в свою очередь влияет на формирование путей извержения магмы на земную поверхность и характер извержения. Депрессионные впадины в вулканических очагах ведут к образованию конформных им вулкано-тектонических депрессий и кальдер. Эти вулкано-тектонические и вулканические процессы сопровождаются понижением геоморфологического уровня вулканиче-

ских извержений и изменениями типов и направлений дифференциации магмы и путей ее извержения на поверхность.

В кайнозойских орогенных поясах сводовый и глыбово-сводовый эпигеосинклинальный тип морфоструктур фундаментов вулканических сооружений определяет своей внутренней структурой пути активного вторжения магмы при извержениях на земную поверхность. Выявляются длительно существующие в земной коре структуры, благоприятные для проникновения магматических расплавов и вулканизма. При этом обнаруживается консервативная тенденция структурного размещения вулканизма разного возраста: их площади в значительной мере перекрывают друг друга. Можно говорить о глубинной конформности разностадиального развития этих вулкано-тектонических структур и аккумулятивно-экструзивных вулканических аппаратов, завершающейся конформностью наземных морфоструктур и геоморфологических поверхностей.

Аккумулятивная постройка вулкана как морфоструктуры является эфемерным сооружением, уничтожаемым в течение чрезвычайно короткого, в геологическом понятии, времени. Однако корни вулкана в виде некка или купольного поднятия субвулкана являются геоморфологической структурой, выражение которой в денудационном рельефообразовании проявляется длительное время, не будучи затушеванным морфоскульптурой. Следовательно, в рельефе в течение целых геологических эпох могут проявляться структуры, созданные эндогенными процессами. Они определяют облик рельефа Земли от его крупных геотектурных форм вплоть до частных морфоструктур, выражая конформные связи эндогенных структур с геоморфологической поверхностью. Конформность вулканического рельефа простирается до полного совпадения (единства) созданной вулканизмом оболочки вулкана с его формой. Конформность и дисконформность геологических структур и геоморфологических поверхностей является показателем корреляции вулкано-тектонических структур с вулканической деятельностью. Следовательно, конформность рельефа и морфоструктуры вулкана типична для вулканов, находящихся в активной стадии деятельности.

Изучение вулканов как морфоструктур основано на принципе геолого-геоморфологической конформности, где отправной точкой геоморфологического анализа является конформность геоморфологической поверхности, сингенетичной геологической поверхности вулкана, сложенной лавовыми потоками, облекающими конус.

Вулканические образования — это предельно конформные формы рельефа эндогенного происхождения. Из логики сопряженности вулканизма и тектонических движений вытекает, что уходящие глубоко в земную кору конформные связи наблюдаются на земной поверхности между рельефом и вулканической, вулкано-тектонической и тектонической структурой вулканических областей. За конформностью вулканогенной структуры и рельефа скрываются более глубокие плутоно-вулкано-тектонические связи. Если

они не обнаруживаются непосредственно при геологических исследованиях фундамента вулканических сооружений, то их необходимо выявить геофизическим путем. При этом следует подчеркнуть важную роль геофизических исследований при изучении вулканических областей.

Конформность — это нечто большее, чем простое структурное соответствие вулканических и тектонических структур. Речь идет о структурной сопряженности тех и других в процессе формирования, их одновозрастности и соответствия форм. Конформность вулкано-тектонических и геоморфологических структур отчетливо выражается в соответствии внутренней структуры областей платформенных площадных изменений структуре магматических корней вулканизма — силлов, пластовых интрузий, лакколитов.

Вблизи и на земной поверхности горизонтально залегающие лавовые покровы на обширных пространствах конформны геоморфологической поверхности. Обширные линзовидно-плоские очаги базальтовой магмы служат источниками образования линзовидно-плоских лавовых плато путем ареально-трещинных излияний. Соответственно уменьшение площади магматического очага и образование контрастно-дифференцированных магм переводит тип извержений из площадных в центральные с изменением формы вулканов от щитовых к конусовидным, с центральными типами вулканических каналов.

При отрицании роли вулкано-тектонических поднятий мы должны были бы отказаться от таких основных положений морфоструктурного анализа, как конформность вулкано-тектонических купольных структур. Конформность плутонических и тектонических структур подчеркивается при орогенном морфогенезе связью максимальных горных антиклинорных поднятий с куполовидными глубинными плутонами кислых изверженных пород. Воздымание свода или купола происходит конформно внедрению магматических расплавов. Купольно-кольцевые структуры с интрузивными корнями могут в течение многофазовой активизации являться сквозными в течение миллионов лет. По их периферии формируются линейные (сводово-ограниченные) или кольцевые разломы, ограничивающие купол.

Плутонические и вулкано-тектонические сводово-рифтовые и купольно-кольцевые морфоструктуры могут развиваться конформно в течение длительного времени, охватывая значительную часть мезо-кайнозойского времени нескольких эпох орогенеза.

Существует конформность разновозрастных структурных планов с формированием многофазовых центральных структур. Купольные морфоструктуры, проявляющиеся как конформные вулкано-тектонические комплексы центрального типа (вулканы над интрузиями), имеют размеры в поперечнике до нескольких десятков километров. Стадийность развития вулкано-плутонических структур подчинена последовательности внедрения магмы разного энергетического уровня и плотности.

Вулканические структуры центрального типа реализуются на земной поверхности в виде различных морфоструктур, определяющихся различными энергетическими разрядами. Наиболее типичными из них являются вулканы — результат проявления конвекционного теплопереноса по цилиндрическим каналам, направленного к земной поверхности и завершающегося вулканической деятельностью. Проявление вулканизма сопровождается формированием поверхностных и субвулканических структур. Их классификация строится на различных признаках: типах извержений, формах вулканов, составе изливающихся пород и др.

Сопряженность вулканизма с динамикой земной коры усложняет классификацию, заставляя учитывать в ней и структурные формы, возникающие при сопровождающих вулканизм тектонических движениях. При этом образуются кольцевые, вулкано-купольные, кальдерные структуры.

Эволюция вулкано-купольных структур как структурное развитие вулканических процессов разделяется на этапы: 1) формирование крупного щитового вулкана; 2) plutonic магматизм и дислокации — брахиантиклинали, горст-антиклинали, купола, полигенные и субкольцевые разломы; 3) развитие купольной структуры — прекращение поднятия, кальдерные и вулкано-тектонические обрушения, сопровождающиеся снижением температуры в недрах.

Если вулкано-купольные структуры образуются экструзией, создающей при внедрении купольное поднятие в выше залегающих вулканических или осадочных породах, то при этом часто происходят вулканические излияния, надстраивающие купол вулканического аппарата.

Новейшая тектоника участвует в формировании рельефа вулканических областей, нарушая конформные морфоструктурные тенденции развития его форм. Поэтому вулкано-тектонические движения не исключают влияния как унаследованных морфоструктур, так и новейшей тектоники. При этом наблюдается унаследованность древних структурно-морфологических черт в новейшем вулкано-тектоническом рельефе, сформированном при участии неотектоники. Такая связь унаследованных и неотектонических структур подчеркивается в крупных вулкано-тектонических структурах, например, в рифтах Африки. Однако учитывая важное свойство вулканических процессов, выражающееся в их сопряженности с одновозрастной тектоникой, следует ограничиться корреляцией новейшего вулканизма с дисконформной новейшей тектоникой. Что касается унаследованности в проявлениях новейшей тектоники структуры фундамента, то она отступает на задний план, поскольку важнейшую роль приобретает структура теплового поля, определяющая пути теплопереноса, питающего вулканизм, с широким распространением сводовых и купольных вулкано-тектонических структур, в широком смысле относящихся к очаговым. Очаговыми структурами является совокупность магматических проявлений, связанных генетическим, структурным, петрологическим и

возрастным единством и выражающихся в морфологии. В областях молодого вулканизма очаговые структуры могут охватывать несколько вулканических сооружений, подчиняющихся указанным условиям. Если при этом действительно предположение о том, что вулканические и интрузивные образования, тесно связанные в пространстве, близки по возрасту и имеют общий магматический очаг, обладающий способностью мигрировать к земной поверхности, то можно говорить о конкретных вулканоплутонических ассоциациях Е. Устиева, конформно проявляющихся в формировании морфоструктур.

В орогенных условиях вулканических поясов активным развитием конформных структур отличаются аккумулятивные вулканические конусы с быстрым ростом вулканических построек, достигающих предела емкости. При этом размеры вулканов увеличиваются с сохранением подобия их первоначальной форме вулканического конуса.

Изменение динамики вулканического процесса происходит под влиянием различных условий, определяемых общностью следующих процессов: 1) достижения предельной емкости вулканического сооружения; 2) понижения ГУВИ; 3) изменения уровня земной поверхности вокруг действующих вулканов.

Активное рельефообразование вулканическими процессами идет как по линии вытеснения ранних отживших вулканических форм — взрыв вулканического конуса и образование кальдеры на его месте; обрушение вулканического сооружения, так и по пути роста в пределах вулканической структуры — в кратере или кальдере вулкана эффузивных и экструзивных конусов.

В альпийском орогенном поясе перед ареальными вулканическими базальтовыми излияниями, вероятно, формирование полуравнинной поверхности выравнивания заключительной стадии геоморфологического цикла.

В условиях орогенеза образуются контрастные вершинные поверхности вулканических областей, высота которых определяется региональными уровнями тектонических поднятий, форма зависит от стадии орогенеза, а происхождение связано с вулканотектоникой, аккумуляцией материала и активностью эрозионных процессов. Соответственно региональным условиям изменяются роли различных процессов, определяющих происхождение вершинных поверхностей. Различается их структура и морфология: купола, горсты, конусы, кольцевые структуры. Положительные формы рельефа чередуются в орогенных условиях с контрастными отрицательными формами. Возможен как конформный рельеф, так и дисконформный — за счет деструктивных тектонических и вулканотектонических процессов. В результате ороген представлен складчато-глыбовыми блоками с наложением на них вулканотектонических поясов с ареальными (покровными) и линейно-центральными вулканическими формами рельефа.

При внедрении экструзии купольная структура в самом начале создания раздроблена многочисленными кольцевыми и радиаль-

но-трещинными разломами, переходящими в мелкие горсты и грабены. При этом происходит эрозионное расчленение, увеличивающее контрастность вулcano-тектонических структур. Начинают преобладать эрозионные формы рельефа, доминирующие среди вулканического ландшафта.

При вулканической деятельности на куполе возникает вулканическое сооружение с конформным развитием конуса стратовулкана, с преобладающими вулcanoгенными формами рельефа. Предполагаются две зоны корней вулканов: верхняя — интеркрустальная и нижняя — субкрустальная, или мантийная. Для интеркрустального яруса характерно отсутствие непосредственных связей плутонических корней вулканов с вулканическими породами. Эрозия вскрывает либо ядро вулкана, либо его глубинные корни с неоднородным строением на разных глубинах.

Вулcano-купольные структуры «вулканы над интрузиями» известны в разных регионах. При денудации они либо сохраняют свою первичную конформную структуру, либо превращаются в купола, сложенные экструзиями или интрузиями, вследствие протыкания их центральных частей экструзиями или гранитными куполами. В ранних орогенах их морфология сходна со стратовулканами, так как, находясь в зонах поднятий, купола радиально разрушены денудацией и образуют конусы.

Диапировый плутонизм приводит к орогенному вулканизму. При этом возможно поднятие орогена за счет его гравитационного «всплывания» при образовании сиалического корня. Этот процесс показывает, как велики и разнообразны возможности поднятия гор. Плотностная дифференциация холодных массивов создает активные тектонические контакты с формированием контрастных морфоструктур. Плутоны приурочены к центральным поднятиям или образуют субкольцевые цепочки интрузий в их ядрах. Происходит переплавление и ассимиляция вулканических пород и локальный вулканизм над интрузиями. С ядром поднятия в эту стадию связаны наиболее высокие термоаномалии и высокий геотермический градиент. Плотностной фактор в формировании морфоструктур сводово-купольных поднятий определяется гравитационными условиями структур земной коры. Различия плотности резко проявляется между высоконагретыми магматическими породами и вмещающей их структурной рамой, способствуя «всплыванию» плутонов.

Кристаллизация плутона (интрузии) сопровождается последовательным проявлением низкотемпературных стадий гидротермальных процессов (рудообразование все более низкотемпературное). Происходит смена магматического теплопереноса на теплоперенос летучими, при приближении к земной поверхности — завершение первого цикла развития. В современных вулканических районах формируются полициклические структуры; в них после третьего этапа развития купольной структуры возможен возврат к первому — в сводовой части структуры в кальдере образуется новый вулканический аппарат — центральное поднятие.

Трехстадийное развитие в течение одного цикла типично: при последовательном сокращении размеров кальдер и центральных поднятий (формирование телескопированных кальдер) и уменьшении продолжительности циклов они неоднократно могут повторяться.

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ КАК ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕГРАЦИЯ ЭНДОГЕННО-ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Интеграция и дезинтеграция вулканических форм рельефа выступает как процесс аккумуляции и рассеивания материала при посредстве эндогенных и экзогенных сил. На низких ГУВИ преобладает процесс интеграции — накопления продуктов базальтовых излияний в виде лавовых плато и щитовых вулканов. Возникает соответствие между простейшими формами выровненного рельефа фундамента и конформными ему вулканическими покровами на низких ГУВИ. На верхних ГУВИ при ведущей роли эксплозивных процессов вулканизма происходит перевес рассеивания вулканических продуктов над их аккумулятивным накоплением. Расчлененному рельефу верхних ярусов ГУВИ будут соответствовать дифференцированные формы рельефа.

Вулканическое сооружение является примером прямой связи формы аккумулятивного сооружения с механизмом аккумуляции. Морфология первичных скоплений вулканических продуктов позволит ясно представить исходный динамический процесс изъятия материала из недр Земли (с учетом их глубин и состояния) и механизм переноса на поверхность. Такие вулканические сооружения, по Н. А. Флоренсову, являются первичными. Вторичная форма рельефа — дифференцированные при денудации простых аккумулятивных поверхностей элементы рельефа, например, башенный рельеф туфовых останцов, образованный за счет расчленения первичных покровов.

Любое аккумулятивное вулканическое сооружение — интегральное объединение аккумулятивных форм более низкого порядка, накопившихся в процессе многофазной вулканической деятельности. Не всегда бывает легко различить эти первичные аккумулятивные составляющие, слагающие крупные сложные вулканы. Геоморфологические поверхности вторичных форм рельефа бывают обычно затушеваны наложением последующих вулканических «наборов» с различными фаціальными чертами, а также эрозией, проходившей в паузы между фазами вулканизма. Не всегда набор бывает однотипен во всей последовательности слагающих его форм.

Крупные аккумулятивные стратовулканы содержат иногда в своем «ядре» экструзивные тела, впоследствии перекрытые лавовыми и пирокластическими покровами. Таким образом, вскрытие до конца элементарной последовательности аккумулятивной, по Н. А. Флоренсову, «геоморфологической интеграции», представ-

ляющей вулкан, является часто нелегкой задачей. Ее решение позволяет проследить процесс формирования разнофациальных элементов вулкана, уже утративших геоморфологические черты. Вскрыть и проследить последние позволяет лишь фациально-геоморфологический анализ и некоторые сохранившиеся элементы подобия, выраженные в конформности последовательно наложившихся лавово-туфовых покровов. Пожалуй, вряд ли в каком-либо ином процессе геоморфологической интеграции, кроме вулканизма, объединено столь значительное количество геоморфологических процессов, несущих отпечатки различных динамических механизмов (эндогенных и экзогенных процессов).

Анализ форм рельефа, лежащих в основе крупных вулканических сооружений, позволяет вскрыть динамические процессы эндогенного и экзогенного происхождения, последовательно и параллельно участвующих в создании морфологии их аппаратов. Морфографическое описание частных исходных форм рельефа позволяет выявить всю серию вулканических и экзогенных процессов, лежащих в основе создания элементарных форм рельефа (экструзивных, эффузивных, эксплозивных, эрозионно-ледниковых, флювиальных, эоловых).

### ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА

Представления о возрасте денудационного рельефа гор основаны на изучении коррелятных отложений и геоморфологических поверхностей. Данные в этой области очень противоречивы, но в целом свидетельствуют о молодости современного рельефа гор. Предполагается, что горообразовательные поднятия и эрозионная деятельность, создавшие скульптуру Тянь-Шаня, произошли в течение последнего миллиона лет; возраст рельефа Кавказа оценивается в этих же пределах.

Возраст вулканов и денудационного рельефа можно сопоставить на основе изучения аналогии между энергией вулканизма и денудационных процессов.

В развитии вулканического рельефа существует три этапа: возникновение вулканов, разрушение их и замена новыми формами рельефа (в активных вулканических областях — аккумулятивными вулканогенными сооружениями новой фазы вулканизма). Возраст вулканических морфоструктур датируется временем завершения вулканизма.

Разрушение вулканического рельефа происходит наиболее интенсивно при вулканических пароксизмах кальдерообразования, мощных эксплозий, а также охватывает время вулканического покоя и активной денудации.

Начало нового вулканического рельефообразования датируется по возрасту морфоструктур эродированного рельефа, перекрытого вулканическими отложениями новой фазы вулканизма.

Вулканы являются формами рельефа, к которым применимо понятие В. Девиса о возрасте рельефа: юный, зрелый, древний

(старый). Однако представления о возрастах вулканического и денудационного рельефа не совпадают: юности денудационного рельефа соответствует стадия энергичной денудации рельефа, высоко поднятого над базисом эрозии. Для вулкана юность — это активная деятельность, преодолевающая денудацию, и быстрый рост в высоту, т. е. создание наиболее совершенной формы, еще не затронутой денудацией. Зрелости денудационного рельефа соответствует равновесие эрозионных процессов и стабилизация форм поверхности. Для вулкана зрелость — это достижение емкости вулкана и прекращение роста сооружения вверх с замедлением вулканических процессов (возможно, в преддверии кальдерообразования и смены стиля вулканизма). При этом денудация возрастает, хотя вулкан еще не разрушен (рис. 45).

Древность рельефа связана с ослаблением энергии денудационных процессов — нивелировкой при выполаживании кривой расчленения рельефа. Древность вулкана — прекращение вулканической деятельности и глубокая денудация склонов и кратера вулкана. В большинстве случаев под понятием древний вулкан подразу-



Рис. 45. Кроноцкий вулкан, достигший предельной емкости и подверженный денудации. Камчатка.

меваются останцы вулканических аппаратов, сохранившиеся среди эродированных формаций, под которыми много миллионов лет назад было погребено вулканическое сооружение.

Омоложение рельефа возможно при быстром тектоническом поднятии; омоложение вулкана происходит при внезапном возобновлении вулканизма вследствие перестройки стиля деятельности (послекальдерная стадия образования стратовулкана). Возобновление вулканической деятельности иногда восстанавливает первоначальную, а быть может и несколько измененную под влиянием различных типов извержения и денудации форму вулкана. В возрастной эволюции вулканов, в их создании и разрушении участвуют, следовательно, вулканические силы — эффузивные и эксплозивные извержения и обрушения, а также денудационные процессы. Бурное проявление вулканической деятельности стремится создать и восстановить (при наложении на вулканические формы эрозионных процессов) форму вулканического сооружения, генетически связанную с данным типом вулканизма. По мере истощения вулканических сил преобладающее значение в формировании рельефа приобретают эрозионные процессы, действующие по своим законам.

Возраст вулканов колеблется в очень широких диапазонах и длительность эволюции вулканических центров оценивается в пределах от нескольких тысяч до десятков миллионов лет. В условиях ареального вулканизма, когда питание лавами площадных излияний происходит из вулканических центров, действующих очень короткое время, в качестве вулканического сооружения принято лавовое плато. Возраст лавовых плато определяется в диапазоне нескольких сотен тысяч лет. Как известно, по мере увеличения возраста вулканов увеличивается разрыв между возрастом их рельефа и возрастом образующих их пород. Мы по возможности сводим на нет этот разрыв и с этой целью изучаем только юные формы вулканического рельефа, что позволяет по ходу исследования не рассматривать денудационные формы вулканогенного рельефа.

Относительный возраст вулканических извержений определяется наиболее просто тогда, когда продукты их занимают самые молодые по происхождению пониженные участки эрозионного рельефа, например долин рек. Возраст коррелятных отложений позволяет хорошо датировать начало и конец вулканической деятельности. Фациальное изучение коррелятных отложений и их стратиграфия позволяют установить возраст отдельных фаз вулканической деятельности и формирования рельефа вулканических сооружений. В отличие от рельефа, датированного по возрасту коррелятных отложений, связанных с денудационными формами разрушения, коррелятные отложения при вулканических процессах могут быть образованы не в процессе разрушения вулканов, но во время их деятельности, происходящей при сохранении конформности вулканических построек. Поэтому особую важность приобретает фациальный и петрографический состав вулканических от-

ложений, позволяющий установить, за счет каких процессов они сформированы.

Относительный возраст вулканических отложений может быть определен также по степени эродированности вулканических сооружений. Это основано на том, что во время вулканических извержений формирующийся вулканогенный рельеф характеризуется совпадением топографической и геологической поверхностей.

Часто относительный возраст вулканических извержений можно определить путем изучения тектонических нарушений. Тектоника в форме дизъюнктивных нарушений образует разрывы и ступенчатость первичных форм вулканогенного рельефа, изменяя уровень первичного залегания и нарушая единство геологической поверхности вулканических отложений. Вулканогенная тектоника, создавая кальдеры опускания и другие формы рельефа, увеличивает контрастность рельефа, ускоряя темп эрозии и направляя его пути.

Коррелятные формации вулканогенного и вулканогенно-осадочного типа позволяют наряду с определением условий структурно-денудационного режима подойти к вопросу определения возраста вулканической геоморфологической формации.

Особым разделом определения возраста вулканов и вулканических отложений является абсолютная геохронология. В ней вулканические породы приобретают значение возрастных «реперов», позволяющих датировать вулканогенно-осадочные и осадочные породы с прослоями пепла.

Тефрохронология приобрела в настоящее время значение важной отрасли стратиграфических исследований, переводящей в рамки абсолютных возрастов крупные «немые» формации.

## **ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УРОВНИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗЛИЯНИЙ**

Вулканическая область характеризуется определенным геоморфологическим уровнем вулканических излияний [29]. Наблюдения за последовательностью базальтовых излияний вулкана Толбачик на Камчатке приводят к заключению о проявлении здесь закономерного понижения ГУВИ в виде отступления вулканических террас к окраине вулканотектонического свода фундамента вулкана. Понижение геоморфологического уровня вулканической деятельности диктуется принципом наименьшего действия, установленным П. Мопертюи в 1746 г. как «принцип экономии энергии». Этот принцип заключается в стремлении энергетического процесса ограничиться минимальной работой для достижения равновесия. Применительно к вулканизму он может быть сформулирован следующим образом. Из всех возможных путей, по которым может произойти вулканическое извержение, оно избирает тот путь, на котором затрата энергии будет наименьшей. Поскольку вулканический процесс заключается в достижении горячим глубинным веществом земной поверхности, то энергия, затраченная при этом, является

функцией расстояния между вулканическим очагом и поверхностью Земли. Следовательно, экономия энергии будет связана с нахождением магмой кратчайшего пути к излиянию. Таким образом, всякое положение ГУВИ будет стремлением к этому. Поскольку работа, производимая при вулканическом извержении, является функцией произведения массы на расстояние, то естественно принять общее положение, что наиболее низкий ГУВИ будет соответствовать массовым излияниям больших объемов базальтовой магмы.

Увеличение тепломассопереноса и объема вулканических излияний связано с понижением ГУВИ и, наоборот, извержения на высоких ГУ всегда будут наименьшими по тепломассопереносу. ГУВИ по принципу экономии энергии в данном случае определяется потенциалом гравитационного поля, требующим наименьших затрат для поднятия к земной поверхности глубинного тепломассопереноса (астенолита, мантийного плюмажа).

ГУВИ имеет планетарное значение, ибо в его основе лежит подчинение вулканических процессов гравитационным силам. Общей формой понижения геоморфологического уровня вулканической деятельности, характерной для всех планет, является обрушение «морского» типа, при котором гранитоидная кора Земли или анартозитовая Луны и Марса испытывает опускание на огромных площадях.

Положение ГУВИ определяется энергетическими условиями региональных вулканических поясов. ГУВИ определяет динамику поступления магматических продуктов, отвечающих различным стадиям региональной эволюции, на земную поверхность. Быстрый подъем базальтовой магмы на поверхность Земли в зонах площадных и рифтовых обрушений не дает возможности перегретым расплавам дифференцироваться. В дальнейшем, по мере эволюции планет, продолжают процессы понижения ГУВИ разного масштаба. Принцип понижения ГУВИ действителен для всех типов вулканической деятельности, во всех структурных условиях. Понижение ГУВИ определяет формы и положение депрессий, образующихся в пределах тектонических и вулкано-тектонических структур. Области вулканизма мобильных поясов ограничены зонами тепломассопереноса, направленного к земной поверхности. При этом образуются неустойчивые, морфологически контрастные вулкано-тектонические структуры, пронизываемые для вулканизма и питающие земную поверхность магматическими продуктами. Вулканическая деятельность в этих тепловых структурах приводит к накоплению мощных вулканических формаций. В геосинклинальных поясах вулканические излияния толентов ранних стадий соответствуют низким ГУВИ.

В орогенный период вулканизм участвует в создании морфоструктур, наряду с общим воздыманием островных дуг. Вулканическая деятельность происходит во внутренней дуге. Начало ее поднятия после обрушения вулканического трога вдоль приплатформенного крыла крупной антиклинально-сводовой структуры со-

проводится опусканием трога на фоне воздымания обрамляющей его рамы.

Наибольшее значение вулканизм имеет в образовании гор на дне океанов, что связано с низким ГУВИ, благоприятствующим вулканической деятельности, исходя из принципа экономии энергии. Мезозой-кайнозойские вулканические процессы на дне океанов имеют сходство с массовыми вулканическими излияниями в архейское время на обширных площадях первичной земной коры. Такой исторический экскурс не дает права на поиски больших аналогий между вулканизмом на дне океанов и на континентах. В дальнейшем мы остановимся на вулканических процессах, сопряженных с горообразованием и создающих морфоструктуры гор на континентальных и океанических ГУВИ. На каждом из них вулканизм подчинен определенным закономерностям горообразования, определяющим свою серию ГУВИ.

Глубинное строение земной коры связано с составом и мощностью вулканической деятельности в мобильных поясах, на определенных ГУВИ. Геодинамические условия вулканической деятельности определяются толщиной и типом земной коры и степенью ее активизации.

Гетерогенность глубинного строения земной коры создает особенности вулканогенного рельефа, определяемые морфоструктурой фундамента и типами вулканических извержений. Фундамент вулканических извержений отличается различными формами первичного рельефа, перекрытого вулканитами. Наиболее высоко поднятый рельеф орогенных областей формируется на ГУВИ, сложенном мощной континентальной корой с гранитным слоем, и характеризуется кислым вулканизмом с резко дифференцированным вулканогенным рельефом конусовидных вулканов и экструзий.

Для платформенных областей континентального и океанического типа характерны ГУВИ на коре менее мощной, с преобладанием базальтового вулканизма, отличающегося менее дифференцированным рельефом лавовых плато. В диапазоне между крайними условиями развивается вулканическая деятельность средних типов магмы с соответствующими формами рельефа. В некоторые геологические периоды, например нижний палеозой, господствовали вулканические излияния на низких ГУВИ в пределах океанического дна и окраин суши. Такие вулканические зоны были близки между собой по составу продуктов вулканизма и характеризуются преобладанием базальтов над другими породами. Однако и на низких ГУВИ строение и рельеф вулканических областей очень сложны. Возможен сильно расчлененный структурный рельеф подводных хребтов и горных плато, временами поднимающихся над уровнем моря, и глубоководных впадин.

В формировании морфологии вулканических сооружений колебания ГУВИ играют важную роль в процессах денудации, определяя условия накопления и эрозии вулканических продуктов.

Гипсометрические уровни фундаментов современных вулканов определяются региональным структурным положением ГУВИ, со-

пряженным с типом вулканизма с составом лав. Также и морфогенетические процессы формирования вулканических построек определяются ГУВИ, характерным для различных региональных условий, обуславливающих интенсивность вулканизма. Начинаясь на низких ГУ подводных и островодужных излияний, вулканизм проявляется вплоть до верхнего уровня горных стран, а также на континентальных и океанических платформах в особых структурных условиях. Началу вулканизма в большинстве случаев предшествует региональное понижение ГУВИ, связанное с процессами разного типа и способствующее повышению интенсивности вулканизма. Понижение ГУВИ определяется главным образом структурными обрушениями разных масштабов — от обширных платформенных опусканий при площадных базальтовых излияниях до локальных кальдер.

Понижение ГУВИ характерно для этапов, предшествующих пароксизмам вулканической деятельности, и имеет разный масштаб. Крупнейшие площади вулканической деятельности подготавливаются при опусканиях, образующих дно океана. Площади депрессий уменьшаются вплоть до размеров кальдер, формирующихся на фоне общего структурного поднятия складчатого региона.

Различные тектонические регионы характеризуются предельной емкостью и высотой вулканов, достигнутой ими в течение периода вулканической деятельности до изменения общей структуры в связи со сменой типа извержений (взрыв вершины, кальдерообразование).

Региональная вулканическая деятельность в континентальных условиях начинается на низком ГУВИ, обеспеченном структурным обрушением, характерным для предороженных условий. Размеры обрушений связаны со стилем структурной эволюции региона на геосинклинальном этапе развития. Орогенез ведет к вырождению процессов понижения ГУВИ, уменьшению их амплитуды и площадей, охваченных погружениями, на фоне общего поднятия орогенной области. Там же изменяется природа процессов понижения геоморфологического уровня: обширные платформенные обрушения низких ГУВИ, предшествующие массовым базальтовым излияниям, формируются путем освобождения пространства при оттоке тепломассопереноса и космогенными взрывами. По мере повышения ГУВИ, увеличения мощности земной коры и кислотности вулканических продуктов, образованных в вулканических очагах земной коры, площади понижения ГУВИ уменьшаются. В образовании этих площадей увеличивается роль кальдер за счет эксплозивной вулканической деятельности. В ряде случаев при общем поднятии вулканической области стабилизация тектонического режима способствует образованию денудационных выровненных поверхностей, в дальнейшем бронированных вулканическими продуктами при новой тектоно-магматической активизации.

Понижение ГУВИ происходит под влиянием различных причин, начиная от космических (падения астероидов) до эндогенных (вулкано-тектонические обрушения разного масштаба). Предполага-

ется, что при взрыве астероида возможно образование обширной впадины с диаметром несколько сот километров и высотой стенок в несколько десятков километров за счет выброса огромных объемов вещества. Такова вероятная природа лунных базальтовых морей и возможных процессов на Земле, происходивших 3—4 млрд. лет назад. Повышение и понижение ГУВИ контролирует соответственно гомодромный и антидромный стиль дифференциации вулканических продуктов. Гомодромный цикл магматизма характеризует восходящее развитие рельефа вулканической области с повышением ГУВИ.

Анализируя и сопоставляя проявление в рельефе продуктов вулканизма, протекающего по схеме гомодромного вулканического цикла, следует отметить его связь с регрессивными условиями формирования рельефа и омоложением его при завершённом цикле. Если проследить сопряженность рельефообразования с вулканической деятельностью, происходящей при антидромном вулканическом процессе, то можно отметить, что рельефообразование проходит под знаком трансгрессивных условий, сопровождающих понижение ГУВИ на фоне вулкано-тектонических обрушений разного масштаба.

Увеличение зрелости тектонических систем и гомодромный путь эволюции вулканизма ведут к поднятию ГУВИ и увеличению мощности земной коры с соответствующим увеличением кислотности вулканитов. Следовательно, гипсометрический уровень структурообразования и мощности земной коры возрастают по мере орогенеза и континентализации подвижных тектонических систем. Гомодромный вулканизм сопровождается возникновением континентальной земной коры, а антидромный — ее распад. Геоморфологически первый процесс ведет к созданию контрастных форм рельефа на основе дифференцированных магм, а второй — при последовательной базификации земной коры приводит к недифференцированным площадным базальтовым излияниям, при малой контрастности рельефа лавовых плато.

Отмечается зависимость ГУВИ и предельной емкости вулканов от мощности земной коры, химического состава лав и энергии тепломассопереноса. Увеличение кислотности вулканических излияний пропорционально увеличению мощности земной коры. Это соответствует преобладанию кислых вулканических продуктов при извержениях, связанных с орогенезом.

При поднятии ГУВИ возрастает кислотность лав (увеличивается количество  $\text{SiO}_2$ ) и уменьшается абсолютная высота вулканов. В высоко поднятых хребтах встречаются относительно небольшие вулканы.

Для низких ГУВИ типичны вулканы основного типа, отличающиеся большой абсолютной высотой как на дне океанов, так и на суше (рис. 46).

В ряде случаев ГУВИ (океанических и ранних стадий орогенеза) лежит ниже поля проявления активных эрозионных процессов.

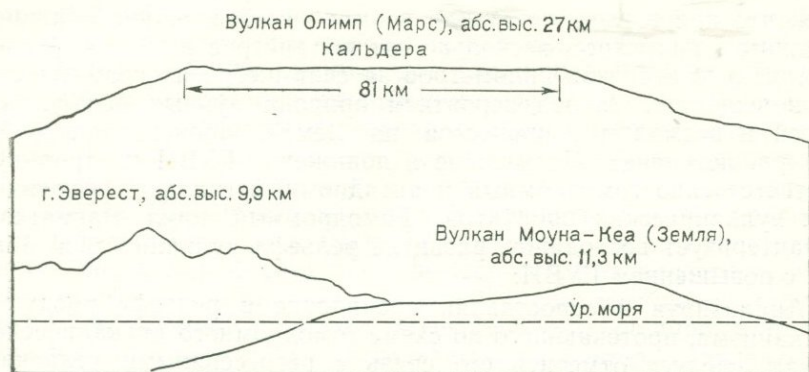


Рис. 46. Базальтовые вулканы различных ГУВИ планет земной группы

Процессы формирования вулканического рельефа, конформного и дисконформного (вулcano-тектонический режим), определяют морфологию вулканических ландшафтов. Восходящий рельеф формируется в условиях тектоно-магматической активизации и эволюционирует от вулcano-тектонического к вулканическому. Роль эндогенных процессов проявляется в последовательной связи вулканизма, структурообразования и морфологии сооружений. В этом ряду от возникновения, развития и современного состояния вулкана проходит эволюция вулcanoгенных морфоструктур, которая является отражением глубинных динамических процессов в мобильных зонах.

Основные формы вулканических структур характеризуют региональное энергетическое состояние земной коры. Вулканические процессы выражаются в региональной структуре и морфологии вулcano-тектонических сооружений. Глобальная корреляция тектоно-магматических процессов позволяет определить латеральные связи энергетических ритмов геологической эволюции земной коры в различной региональной структурной обстановке. В вулканических процессах энергетические ритмы оказываются выражены в определенных морфоструктурах, характеризующихся генетическими рядами вулканических образований, типичными для региональных стадий глубинного режима земной коры. Роль вулканизма в рельефообразующих процессах рассмотрена для современной эпохи в условиях главных вулканических регионов.

Описание геоморфологического уровня вулканической деятельности требует изучения геофизических процессов, определяющих режим ГУВИ (тепловой и гравитационный), вулcano-тектонических процессов, предшествующих формированию ГУВИ, сопровождающих и завершающих вулканическую деятельность на данном уровне и при его поднятии и понижении. Значение геоморфологического уровня вулканических излияний многозначно: процессы вулканизма сопровождают его поднятие; поднятие подавляет вулканизм, а понижение стимулирует вулканическую деятельность.

Предельная емкость вулканического сооружения выражается в максимальной высоте и объеме вулкана, достигнутых им в течение вулканической деятельности до смены типа извержений, сопровождающих изменение состава их продуктов.

Наиболее типичной формой вулкано-тектонических опусканий являются рифтовые структуры. Их повсеместное проявление в различных регионах вулканизма подчеркивает постоянство процессов понижения ГУВИ, протекающих различно, в зависимости от масштабов вулканизма.

Вопреки отрицанию принадлежности главных африканских рифтов к вулкано-тектоническим структурам, высказанному Н. А. Логачевым (1977 г.), следует подчеркнуть, что вулкано-тектонические структуры терминологически определяются не узкой и дискуссионной проблемой компенсации тектоническими обрушениями опустошенных вулканических очагов. Вулкано-тектонические структуры — это более широкое понятие структур, формирующихся при сопряженности тектонических и магматических процессов. При этом тектоника и магматизм (вулканизм) рассматриваются как две стороны проявления глубинных движений земных оболочек.

Компенсационные перемещения в вулкано-тектонических поясах земной коры, наряду с возможными заполнениями камер, освобожденных при вулканизме путем вертикальных обрушений, в более широком масштабе возможны и при латеральных перемещениях глубинного вещества Земли. Соотношения в масштабах проявления тектонических и магматических перемещений зависят от структурных условий, включающих тип вулканизма и физико-химическое состояние глубинного вещества.

Представление о ГУВИ и о понижении его перед изменениями типа вулканических извержений на разных этапах вулканической деятельности выводит нас из узких рамок принятия рифтообразования как прямой реакции на опустошение вулканического «бассейна» под вулкано-тектоническим сводом. Такой путь решения проблемы обрушения кровли, заполняющей пространство истощенного вулканического очага, требует непосредственного залегания последнего на незначительной глубине под поднятым сводом, что само по себе является дискуссионным. Следовательно, возникает несколько рядов сопряженных парагенетических процессов, которые не определяются жестким детерминизмом, но допускают роль множества факторов, из которых еще не все входят в наше поле зрения. Если можно предполагать непосредственную зависимость сводообразования от разуплотнения глубинного вещества под влиянием повышенного теплового потока, то все же нельзя исчерпывать вопрос только этим. Возможен тепломассоперенос, при котором в сводообразовании сыграет роль и поступление из глубин дополнительного нагретого материала.

Стадиальность процесса понижения ГУВИ включает также проблемы смены стадий вулканических излияний, выражающихся не только в сопряженности вулкано-тектонических движений, но и изменении в процессах и типах магмообразования. При этом сле-

дует подчеркнуть неприемлемость трактовки вулканотектонического рифтогенеза с позиций гипотезы новой глобальной тектоники.

Реальная обстановка рифтообразования свидетельствует о качественно ином процессе. Каждый этап рифтогенеза сопровождается изменением не только типа, но и петрологии продуктов вулканической деятельности. Как справедливо отмечает Н. А. Логачев, при описании рифтовых зон Восточной Африки не приходится говорить о магнемагматическом образовании под рифтовой долиной как об остаточном от предыдущего этапа явления.

Из представления о ГУВИ следует, что после каждого этапа рифтогенеза возможно качественно новое проявление вулканической деятельности как следствия обновления магматического процесса при подъеме теплоемассопереноса на уровень вновь образованной депрессионной рифтовой структуры [30]. Не надо думать, что ГУВИ может быть адекватен последовательности дифференциации родоначальных расплавов на каждой стадии вулканотектонического процесса. Пока что можно говорить лишь о геоморфологической роли смены условий вулканической деятельности. Однако даже описательное направление исследования позволит осветить фактор экономии энергии вулканической деятельности. При изучении геоморфологических уровней вулканизма следует различать уровень регионального опускания, предшествующего вулканизму, и уровень поднятия фундамента вулканических излияний, сопряженный с перемещением к земной поверхности фронта теплоемассопереноса. Глобальное понижение уровня вулканизма на обширных площадях связано с областями массового вулканизма и является предпосылкой для крупномасштабных излияний.

По ходу вулканизма в региональных условиях понижение уровня вулканической деятельности может сузиться до размера кальдерного обрушения, сохраняя в принципе подобие более крупным формам обрушения.

Поднятие фундамента, сопровождающее вулканические излияния, антиподально понижению геоморфологического уровня вулканической деятельности. Первый процесс свидетельствует о теплоемассопереносе, сопровождающемся разуплотнением верхней мантии и образованием поднятого свода, с растрескиванием и проницаемостью которого связаны площадные извержения на своде. Второй процесс указывает на прекращение теплоемассопереноса к земной поверхности и отступление теплового фронта.

Предельные уровни поднятия фундамента вулканической деятельности лимитируются региональной обстановкой. Поднятия, предшествующие вулканической деятельности, связаны с механизмом растяжения разуплотненной земной коры и регистрируются как кратковременные динамические состояния, сопровождающиеся излияниями и непосредственно завершающиеся опусканием вулканотектонических рифтов или площадей ареальных излияний.

Уменьшение роли понижения геоморфологического уровня вулканических излияний в течение орогенеза сопровождается со-

крашением телескопированного рифтогенеза и образованием кольцевых депрессий в морфоструктурах вулканических областей.

Роль телескопированного рифтогенеза ослабляется в разных структурных зонах по мере перехода от океанической коры к континентальной и увеличению мощности последней. В соответствии с этим телескопированный рифтогенез наибольшего размера и длительной стадийности происходит в океанах в рамках срединно-океанических хребтов с завершающим этапом телескопированного рифтогенеза, понизившим ГУВИ до уровня дна рифтов срединно-океанических хребтов. При этом срединно-океанические хребты следует рассматривать как этапы сводообразования, предшествующего телескопированному рифтогенезу.

Телескопированный рифтогенез также широко распространен в геосинклинальных структурах островодужной стадии. По мере орогенезации континентальной земной коры увеличивается роль структурных поднятий, контрастности рельефа и уменьшается масштаб телескопированного рифтогенеза и кальдерообразования.

ГУВИ охватывают все уровни Земли, проявляясь автономно на каждом из них, в связи со сквозными зонами тепломассопереноса, направленного к земной поверхности.

#### **МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ**

Динамическая основа морфогенеза представлена тепловыми и гравитационными перемещениями, на которые накладываются экзогенные агенты, создающие скульптуру рельефа. Тепловые и гравитационные процессы в различных частях земных оболочек уступают друг другу, причем гравитационные силы имеют более общее значение, чем тепломассоперенос, активизация которого связана с мобильными поясами. Однако и те и другие процессы регулируют тектонические перемещения, преимущественно радикально направленные к земной поверхности, и особенно тепломассоперенос, движущий тектоно-магматические процессы.

Известно, что восходящий поток тепломассопереноса проявляется на поверхности Земли во внутренних частях сводовых и сводово-блоковых поднятий, в центральных частях геосинклинальных прогибов в эпоху их инверсий, в рифтовых системах [36]. Следовательно, вулканический рельеф является наложенным на морфоструктуры тектонического происхождения. Морфоструктурные исследования в вулканических областях требуют прежде всего определения положения вулканических форм рельефа в терминологической классификации. Если рассматривать в качестве морфоструктуры эндогенные формы рельефа в целом, то вулканы, наряду с выраженными в рельефе тектоническими структурами, могут быть отнесены к морфоструктурам или геоморфологическим структурам. Отсюда возникает проблема определения методов морфоструктурного анализа для изучения закономерностей образования вулканического рельефа во времени и пространстве.

Остановимся на основных методах морфоструктурного анализа, к которым прежде всего относится составление карт новейшей тектоники.

Если в задачу изучения новейшей тектоники входит установление роли новейших структур в рельефе земной поверхности, то эта цель в районах новейшего вулканизма становится промежуточной на пути к решению вопроса о роли новейшей тектоники в формировании вулканического рельефа. Для установления связи между вулканизмом и новейшими тектоническими движениями, выраженными в амплитудах вертикальных поднятий и опусканий, важную роль играют карты новейшей тектоники, маркированные в рамках возрастов вулканической деятельности. Последнее обстоятельство осложняет задачу, требуя корреляции вулканической деятельности с тектоническими движениями. В результате возникает необходимость разработки методов морфоструктурных исследований более сложных, чем при изучении обычных морфоструктур. В связи с этим, наряду с картами новейшей тектоники, составленными в возрастных границах вулканической деятельности, следует составлять карты вулкано-тектоники.

Роль вулкано-тектоники как формы рельефообразования в различных региональных условиях вулканизма очень велика. Вулкано-тектоника проявляется при активном вулканизме в разных масштабах, начиная с глобальных обрушений океанического типа при массовых вулканических излияниях базальтов и кончая разрывными нарушениями на отдельных вулканах. Крупные вулкано-тектонические поднятия и опускания характерны для площадей ареальных вулканических излияний. Формирование вулканического рельефа контролируется вулкано-тектоникой. При этом возможны различные сочетания вулканической деятельности с вертикальными движениями. 1. Структурное поднятие — вулканическое сооружение венчает купол или свод, а возможно и горст. Вулканические отложения образуют обширный шлейф, покрывающий склоны поднятия, и выносятся за его пределы в область прогибов, заполняемых отложениями разного типа. 2. Структурное опускание с накоплением эффузивов в его пределах с полной компенсацией их объемов вулкано-тектоническими опусканиями. При этом формирования аккумулятивного шлейфа вулканических продуктов за пределами вулкано-тектонической структуры не происходит. Между двумя главными типами излияний — центральных и площадных среди вулкано-тектонических структур существует много промежуточных форм, связанных с различными региональными условиями. Они образуются при смене этапов структурных поднятий и опусканий разного генетического типа (кальдеры, вулкано-тектонические депрессии).

Признание главной роли в тектонических движениях глубинных пластических масс, перемещающихся за счет тепломассопереноса, подкрепляется данными геофизики. Поднятия горных хребтов за счет интродуирования в их корни магмы застывающей в виде огромных батолитов (плутоно-тектоника), соответствуют вул-

кано-тектонике, локализуемой в районах вулканизма. При этом рисуется и картина образования форм рельефа разных масштабов — как непосредственно обусловленных вулканической деятельностью, так и конформных направлению тепломассопереноса, управляющего движениями, охватывающими всю земную кору. Речь идет о формировании громадных сводов земной коры, конформных внедрению в ее основание астеносферного материала, разуплотненного под влиянием тепломассопереноса, направленного к земной поверхности (мантийные плюмажи).

Вулканизм и создаваемый им рельеф земной поверхности принадлежит, наряду с горообразованием, к восходящей составляющей тепломассопереноса, являющегося сущностью эндогенных процессов. Структурные процессы обрушений разных масштабов, вплоть до кальдерообразования, являются лишь эпизодами, понижающими ГУВИ на фоне поднятия глубинного вещества Земли. Тепломассоперенос, направленный к земной поверхности, создает конформные структуры в виде сводовых поднятий орогенов и осевых поднятий в эвгеосинклиналях, увенчанных вулканическими сооружениями как заключительными стадиями восходящего движения глубинного вещества, создающего положительные формы рельефа.

Идея Н. А. Флоренсова о наличии обратного, направленного в глубь Земли потока материи, заряженного солнечной энергией и стремящегося уравновесить попутно внутреннюю энергию, требует подсчета баланса обмена вещества и энергии между глубинами Земли и ее поверхностью. Сопоставление объемов глубинного вещества, доставляемого на поверхность Земли вулканизмом с объемами корового вещества, смываемого с материков и увлекаемого в глубокие прогибы земной коры, недостаточно для этих расчетов, так как расход энергии за счет вулканизма ничтожен сравнительно с той работой, которую продельывает глубинная энергия при горообразовании.

Сторонниками гипотезы новой глобальной тектоники выдвигается возможность проникновения энергонасыщенного материала разрушенной литосферы в подкоровые области путем субдукции. Следует говорить о разных формах литодинамического «потока» вещества, направленного к земной поверхности, начиная от «потока» тепломассопереноса в виде плутонизма, конкретизирующегося на поверхности вулканическими излияниями, и кончая тектоническими поднятиями, выводящими в область денудации древние толщи земной коры и составляющие львиную долю процесса горообразования.

Вулканический процесс и порождаемый им рельеф — это выражение «активного» баланса восходящего тепломассопереноса как литодинамического эндогенного потока. Тепломассоперенос при поднятии его потока создает положительные формы вулканического рельефа, а при отступании сопровождается образованием кальдер, вулканотектонических депрессий и других форм понижения геоморфологического уровня вулканизма.

Нельзя забывать, что в основе формирования вулканогенного рельефа — поступлении на земную поверхность вулканического материала — уже заключены силы рассеивания вещества (газово-эксплозивного) и разрушения вулканических сооружений при действии гравитационных сил. Вулканизм начинается на нижних ярусах структурного рельефа подвижных поясов и регулируется обстановкой растяжения. При этом он сопровождается тектоническое поднятие, выражая сопряженность восходящего потока тепло-массопереноса с орогенезом [29]. Таким образом, здесь происходит объединение поднятия вещества в различных физических состояниях — от огненно-жидкого до каменно-холодного. Морфоструктурный анализ рельефа земной поверхности позволяет выявлять его структурные черты, обусловленные не только вулканотектоническими и неотектоническими деформациями, но и другими эндогенными процессами — палеотектоническими, магматическими, вулканическими. Плутонизм порождает разнообразные купольные, круговые и кольцевые структуры, надинтрузивные купола, сохраняющиеся в эрозионном рельефе и в структурах вулканических форм первичного вулканического рельефа, инфраэффузивные поднятия и линзы застывших кислых экструзий, внедрившихся в субвулканических условиях, и блоковые поднятия над интрузиями — штаммы.

Региональное значение преобретают мегасводы — крупные своды (50—100 тыс. км<sup>2</sup>), расчленяющиеся на своды и блоки. Блоки — структуры размером в тысячи квадратных километров, под которыми предполагаются обширные области разуплотнения и вулканоплутонические комплексы. Своды — это широко распространенные сводово-глыбовые вулканотектонические морфоструктуры, занимающие высокое положение в окружающем рельефе. Таким же закономерностям, захватывающим глубинные магматогенные структуры, подчинены субвулканические своды и гранитные батолиты. При разрыве во времени формирования тектонических структур и вулканизма тектонические поднятия протыкаются холодными протрузиями гранитных плутонов. Застывшие интрузии могут служить «колодками», облекаемыми складчатыми структурами при возобновляемых поднятиях.

Вулканические формы рельефа следует коррелировать с различными геоморфологическими уровнями и рассмотреть их генетическую и морфоструктурную роль в определенной последовательности: 1) ГУВИ — его форма, высота над уровнем моря, площадь, возраст, происхождение, связь с поверхностями выравнивания; 2) поверхности выравнивания, их возраст, генезис, коррелятные отложения, корреляция с морскими и речными террасами; 3) конформность, дисконформность и унаследованность вулканотектонических и вулканических структур; 4) разрывные нарушения различного плана: а) с перемещением крыльев; б) с образованием трещин расширения, сбросо-сдвигов и оперяющих трещин.

Структурно-геоморфологические методы позволяют определить роль эрозионных процессов (флювиальных, ледниковых) в фор-

мировании вулканических сооружений и в том числе гравитационных перемещений вулканических масс. Структурно-геофизические методы и геофизические методы измерений позволяют оценить роль глубинных движений по формам тепловых, сейсмических, гравитационных, магнитных аномалий. В качестве вспомогательного метода привлекается дешифрирование космо- и аэросъемочных материалов. В задачу дешифрирования входит отрисовка вулканических и скульптурных форм рельефа, а также анализ форм вулкано-тектоники и проявлений на поверхности глубинных структур (ареалов тепловых аномалий, границ вулкано-тектонических поясов и структур).

При анализе морфоструктур вулканических областей на фоне геолого-геофизической изученности последовательно рассматривается древний структурно-морфологический фундамент вулканического района; длительность и прерывистость полей деформации (сжатие и растяжение) как фон вулканизма; устойчивость и унаследованность полей деформации; стадийность развития структур; нарастание или снижение темпа и энергии вулкано-тектонической (тектоника магм) активизации; конформный вулкано-тектонический и дисконформный неотектонический структурно-морфологические планы; геологические, геоморфологические и вулкано-тектонические циклы в вулканических областях; новейший морфологический план — этапы, стадии, фазы вулкано-тектонического развития (вещество и форма), соответственно развитию структурных элементов; конформность морфоструктур веществу, предопределенная его состоянием (химизм, вязкость, температуры); геоморфологические уровни вулканических извержений, предельные вулканические морфоструктуры и вулканизм в связи с новейшими тектоническими движениями и вулкано-тектоникой; генетические ряды вулканов и их роль в формировании морфоструктур; значение эксплозивного индекса в формировании вулканов; соотношение вулканизма и прочих рельефообразующих факторов в процессе формирования рельефа молодых вулканических областей (рис. 47).

Региональный структурно-морфологический анализ вулканических ландшафтов позволяет выделить их генетические ряды. Речь идет о геоморфологическом выражении вулканических структур — в первую очередь о формах, характерных для вулканов различного типа. Эта сторона морфологического анализа представляет важное значение при сравнительном изучении вулканизма планет земной группы и сопоставления вулканических образований различных регионов Земли. Вспомогательную роль играет морфологическая генетическая классификация вулканов, сложенных различными типами лав в процессе разных типов извержений. Эксплозивный индекс позволяет при этом составить генетический ряд вулканов, обусловленных различными типами извержений (лавовых, лавово-эксплозивных, эксплозивных, газовых и пр.).

Региональная геоморфология вулканических областей изучает типы вулканического рельефа и их эволюцию в определенных геотектонических районах. Такое определение региональной геомор-

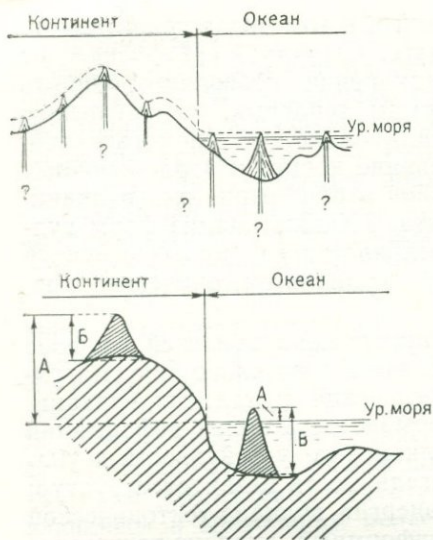


Рис. 47. Высота вулканов островных дуг (по Бен-Аврааму).

А — превышение над ур. моря; Б — абсолютная высота

В настоящее время, за исключением районов платформенных базальтовых излияний, существуют активные вулканические районы, где представлены главные генетические типы вулканической деятельности. Эволюция типов вулканов в пределах развития одного региона является примером нескольких стадий развития вулканических ландшафтов в течение формирования региональной структуры. Соответственно вулканические ландшафты будут последовательно накладываться, наслаиваясь друг на друга. При условии формирования дифференцированного рельефа и интенсивной эрозии естественно предположить значительную деформацию каждого предыдущего ландшафта, иногда консервированного последующим, более молодым. При этом следует учитывать также и вулкано-тектонические нарушения в структуре ландшафта, достигающие крупных размеров.

Примером последовательного наложения разновозрастных вулканических ландшафтов друг на друга являются неоген-четвертичные вулканические геоморфологические формации на Камчатке и на Малом Кавказе. Возможна, наряду с разновозрастной деятельностью вулканов разноглубинных очагов, одновременность излияния вулканов, питаемых разноглубинными очагами. В результате формируются бок о бок вулканические ландшафты разных типов: вулканы центральных извержений располагаются по соседству с лавовыми плато ареальных излияний, базальтовые вулканы соседствуют с дацитовыми и т. д. Разностадийность геотектонического развития даже в пределах одного региона «смазывает» гра-

фологии вулканических областей сближает ее со структурной геоморфологией, рассматривающей происхождение рельефа в зависимости от геологической структуры, обуславливающей те или иные типы рельефообразования.

Облик региональных вулканических ландшафтов слагается под влиянием преобладающего типа вулканизма неотектоники и вулкано-тектоники. В пределах одного тектонического региона, в зависимости от его локальных структурных условий, могут сформироваться последовательно и параллельно (латерально) несколько типов вулканических ландшафтов. Главные черты этих ландшафтов будут определяться преобладанием основного или кислого типа извержений и зависеть от режима тектоно-магматических движений.

ницы между вулканическими ландшафтами разных стадий, поскольку они сосуществуют одновременно. Помимо этого, такие ландшафты будут разрушены эрозией, в то время как другой, одновергнутый денудации в разной степени. В результате один из ландшафтов будет разрушен эрозией, в то время как другой, одновременно образованный ландшафт хорошо сохранился. Этому будет способствовать и разная сопротивляемость вулканических пород эрозионным процессам. Примером являются позднеорогенные вулканические формации Большого Кавказа. Позднеплиоценовые крупные вулканы, сопряженные с продольными рифтовыми долинами высокогорной части Кавказского хребта, в настоящее время эродированы, в то время как близкие по возрасту вулканические ландшафты Эльбрусского региона сохранили платообразные вулканические покровы и другие формы вулканического рельефа.

### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

В. Девис полагал, что формы ландшафта могут быть сгруппированы в генетические ряды, связанные общей структурой, процессом, стадией развития. Геоморфологический комплекс, образующий на каждой стадии своего развития единое целое, определяемое взаимной связью вещества, структуры и процессов, формирующих ландшафт, может быть выражен в качестве геоморфологической формации.

Следовательно, вулканический ландшафт, находящийся в состоянии динамического равновесия в условиях взаимодействия вулканизма, тектоники и физико-географической среды, можно рассматривать в качестве геоморфологической вулканической формации. Понятие геоморфологическая формация, выдвинутое Н. А. Флоренсовым, применимо к устойчивому на данный период времени единству морфоструктуры и морфоскульптуры, выражаемому в виде геоморфологической структуры вулканического ландшафта. Свойства вулканического ландшафта как геоморфологической формации выражаются также в повторяемости в истории Земли вулканических ландшафтов в той мере их изменчивости, в какой об этом идет речь в направленных, неповторимых в частности, но сходных по существу геологических циклах развития. Так же можно говорить о формационной сущности вулканических ландшафтов, исходя из аналогии по представительности с геологическими формациями. Как те, так и другие отражают весь комплекс формационных признаков, но в разных качествах. При этом геоморфологические формации в процессе денудации и отложения в виде осадков в разрезе земной коры преобразуются с течением времени в геологические формации.

Тесная генетическая связь вулкано-тектонических структур с продуктами вулканической деятельности предопределяет необходимость изучения вулканических формаций как субъекта вулкано-генного рельефа. В общих чертах по форме вулканических структур

тур мы можем судить о типах, фациях и о текстурах слагающих его изверженных пород.

Рассматривая формы вулканических морфоструктур, мы делаем их объектом исследования, в результате чего переходим к синтезу познания геоморфологической формации, определяющейся как взаимосвязь и единство субстрата и его рельефа. Следовательно, в вулканических областях перед нами в наиболее ясных ситуациях выступают тесные связи эндогенных и геоморфологических формаций, синтезирующихся в виде вулканических морфоструктурных областей.

Таким образом, геоморфологические формации адекватны геологическим, но в другом выражении, подобно тому, как рудные формации являются одной из форм геологических формаций. Геоморфологические вулканогенные формации находятся в сложной функциональной зависимости от разнообразных процессов, в том числе тектонических условий, определяющих масштаб вулканической деятельности в широком смысле. Если говорить о районах мощной тектоно-магматической активизации геосинклинальных областей, то там господствует геоморфологическая формация вулканов, сложенных щелочноземельными сериями пород. При формировании их доминирующее значение имеет степень растяжения земной коры в условиях высокотемпературного теплообмена.

Для вулканогенных геоморфологических формаций намечаются более глубокие черты связи с тектоническим, климатическим и денудационным режимом в условиях вулканизма как процесса, отражающего тектоно-магматический цикл истории региона. При этом в баланс вещества, участвующего в формировании ландшафта, включаются магматические массы, вовлеченные в тектонический и климатический режим геоморфологической формации. Не менее важна в образовании вулканогенной геоморфологической формации роль вулcano-тектоники и новейшей тектоники, создающих существенные черты облика геоморфологического ландшафта. Весьма влиятелен и климат, определяющий режим рельефообразующих процессов при становлении вулканогенной геоморфологической формации. Существенное значение имеют процессы изменения эрозионных условий вулканических продуктов в аридных и гумидных обстановках. Эти климатические режимы играют важную роль наряду с эндогенным режимом в создании равновесных условий притока и оттока вещества, участвующего в создании форм вулканогенного рельефа. При этом при преобладании поступлений вулканической массы из недр Земли, сопряженном с вулcano-тектоническим поднятием, господствует активный баланс формирования восходящего развития рельефа. К пассивному балансу формирования вулканического ландшафта следует отнести условия образования вулcano-тектонических депрессий с выносом больших масс пирокластических пород эксплозивной деятельностью и денудацией за пределы региона в островных дугах и ранних орогенах.

Геоморфологические формации вулканогенного происхождения могут рассматриваться в условиях палеовулканизма (трапповые формации континентов), не проявляющегося в современных геотектонических регионах. Наряду с этим существуют современные геоморфологические формации, развитие и преобразование которых происходит в чрезвычайно быстром темпе в голоцене.

Бесспорно, что в геоморфологических вулканогенных формациях различных регионов вулканические продукты, поступающие на земную поверхность в различных физических состояниях, играют главенствующую роль, создавая заполнение разнообразных форм рельефа. Это обстоятельство подчеркивает особо важное значение изучения вулканогенных геоморфологических формаций в познании глубинных процессов земных оболочек. Ведь именно этот тип геоморфологических формаций обеспечивает в наибольшей степени единство рельефа и глубинного вещества Земли, создающего формы рельефа. Отсюда вытекает объемлющая разные аспекты формационного изучения существенно материализованная роль эндогенного материала вулканических сооружений как основного объекта, рассматриваемого в качестве содержания геоморфологической вулканогенной формации.

Вулканическая геоморфологическая формация на каждом этапе своего развития образована определенным генетическим рядом вулканических сооружений, связанных со стадией эволюции геологической структуры и находящихся под воздействием денудационных процессов. При изучении вулканических ландшафтов следует учесть, что их состав и структура коррелируются с определенными тектоническими условиями, а развитие рельефа находится в тесной связи с климатическими режимами.

Вулканическая геоморфология, как показал в своих работах С. П. Бальян [2], в первую очередь структурна, так как должна быть построена на выявлении связи вулканических форм рельефа с тектоникой. Эндогенные процессы, определяющие морфоструктуру рельефа, создают основу для скульптурной обработки. Экзогенные факторы действуют в темпе, определяемом интенсивностью эндогенных и климатических процессов. Это подчеркивает необходимость морфоструктурного анализа с учетом многостадийности и многоплановости развития рельефа. В исследование комплекса проблем структурного типа входит изучение тектонических структур и морфологии подлавого рельефа, анализ структурного развития рельефа, формирующегося между этапами активных вулканических процессов, и, наконец, изучение всего многообразия структурных форм вулканогенного рельефа. Эти структурно-морфологические исследования служат вводной частью для изучения условий формирования рельефа под воздействием экзогенных агентов. Таким образом, основной задачей является изучение структурного рельефа вулканического ландшафта и вводная часть исследования — структурная становится наиболее объемной и трудоемкой в поставленной перед исследователем работе.

Из общего литодинамического восходящего потока вещества мы выделяем тепломассоперенос, достигающий в виде вулканизма земной поверхности и играющий роль в формировании рельефа. В различных регионах этот восходящий поток вещества и энергии определяет характер ландшафтов вулканических областей. При этом обычно предполагаемая при рельефообразовании пассивность субстрата рельефа опровергается активными вулкано-тектоническими процессами. В четкой последовательности выступают главные признаки геоморфологических формаций вулканических областей, в том числе связь с региональными поясами новейших тектонических движений в условиях растяжения земной коры и аномально высокого теплового потока.

Комплекс вулканических формаций определяется региональной принадлежностью вулканической области к определенным типам земной коры, тектонической структуры и субстрата вулканизма, выражающихся в морфоструктурных признаках.

Активный и пассивный баланс вещества при формировании рельефа определяется тектоническими режимами:

а) восходящим (при преобладающем над сносом притоком эндогенного вещества за счет тектонического поднятия и поступления на поверхность магмы);

б) нисходящим (при преобладании тектонических опусканий и пониженном притоке на поверхность вулканического вещества, не компенсирующего объем вулкано-тектонического опускания);

в) нейтральный — равновесный по притоку и сносу вещества.

Пожалуй, ни в каком из разделов геодинамики не создается столь ясного представления о механизме формирования положительных и отрицательных форм рельефа, как в вулканизме. Однако стоит забыть о материале, слагающем формы рельефа вулканической области, как мы оказываемся беспомощными в объяснении процесса рельефообразования.

Следует отметить, что даже неполный комплекс этих признаков недостаточен для сравнения геоморфологических формаций — например, тектонические и геоморфологические признаки позволяют сопоставить отдаленные геоморфологические формации и определить степень их родства [36].

Геоморфологические формации вулканических регионов соответствуют региональному тектоническому районированию:

1) континентальных платформ: а) куполообразных массивов; б) рифтовых поясов; в) авлакогенных поясов;

2) океанических областей: а) куполообразных и сводовых поднятий; б) рифтов срединно-океанических хребтов; в) горстов срединно-океанических хребтов; г) трансформных разломов; д) абиссальных котловин;

3) переходных областей: а) островных дуг; б) окраинных морей; в) глубоководных котловин окраинных морей; г) окраинно-океанических валов вдоль глубоководных желобов; д) ранних орогенов; ж) поздних орогенов.

Основой изучения рельефа вулканических областей является корреляция процессов вулканизма и тектоники. Это позволяет выявить морфоструктурную роль вулканизма и его значение в геологическом развитии земной коры.

Закономерности вулканизма и его роль в формировании рельефа едины для планет земной группы. На Земле вулкано-тектонические структуры континентов и дна океанов подчинены общим принципам платформенного и орогенного вулканизма. Вулканизм, являясь проявлением на земной поверхности восходящего литодинамического потока, сопровождается дифференцированными тектоническими движениями; образование положительного вулканического рельефа происходит при сопряженности восходящих тектонических движений и тепломассопереноса к земной поверхности, а вулкано-тектонических депрессий — при сочетании нисходящего теплового потока и исчерпани вулканических очагов. В непрерывно погружающихся прогибах вулканизм отсутствует.

Проводниками вулканических извержений являются разрывные структуры на сводах и купольных поднятиях, чередующиеся вследствие пульсации теплового потока со структурами сжатия, непроницаемыми для вулканизма. Разломы, образующие рамы вулканических трогов, выражены в рельефе крутыми уступами и не служат проводниками извержений.

Вулканическая деятельность, наряду с землетрясениями несет информацию о глубинных структурах земной коры. Вопреки гипотезе новой глобальной тектоники пояса сжатия (сейсмо-тектонические) и растяжения (вулкано-тектонические) сопряжены между собой, а не разделены огромными литосферными плитами. Расстояние между этими поясами сближается при увеличении наклона зоны Бенъофа. Это подчеркивает сопряженность вулканизма и тектоники.

По скорости освобождения кинетической энергии вулканизм превосходит тектонику и способен создать более дифференцированные формы аккумулятивного и вулкано-тектонического рельефа. Ресурсы вулканической энергии также более велики, чем у экзогенных процессов и обеспечивают быстрый темп формирования вулканогенного рельефа.

Согласно принципу экономии энергии вулканизм наиболее эффективен на низких геоморфологических уровнях и иссякает по мере их повышения. Вулкано-тектонические обрушения, обусловленные истощением тепломассопереноса, понижают ГУВИ; их масштаб изменяется от обширных площадей молодых океанов до размера кальдер. Дно океана является наиболее низким ГУВИ,

обеспечивающим излияния энергоемких недифференцированных базальтов, избирающих самый короткий путь к земной поверхности. Линейные и центральные вулcano-тектонические структуры на дне океана сопровождаются вулканами, достигающими наибольшей абсолютной высоты над дном.

Вторым глобальным ГУВИ являются континенты. Изучение закономерностей вертикальных перемещений ГУВИ над двумя уровнями орогенеза — океаническим и континентальным является важной задачей при анализе геоморфологических процессов. Эти ГУВИ при огромном диапазоне перемещений на гипсографической кривой свидетельствуют об автономности вулканических процессов на каждом из уровней, от дна океана до орогенных поднятий, обусловленных вертикальным тепломассопереносом. Принцип экономии энергии выполняется вулканизмом при условии вертикальной теплоотдачи по закону термодинамики. Вертикальные обрушения при оттоке тепла и опустошении вулканических очагов определяются гравитационными силами. Что касается латерального перемещения литосферных плит, то они при любых условиях окажутся значительно более энергоемкими. Из возможных процессов в природе реализуется тот, который требует наименьших энергетических затрат и наиболее естественен геологически. Поэтому бесспорное преимущество имеют простейшие геологические процессы, наблюдаемые в природе, подобно телескопированному рифтогенезу.

Континентальные купола и синеклизы в течение сотен миллионов лет, развивающиеся строго в определенных областях, вдоль долгоживущих разломов, свидетельствуют о прочной связи земной коры с ее субстратом. При этом известно, что мощность «корней» континентов достигает более 500 км, а астеносфера залегает лишь локально, в районах притока тепломассопереноса к земной поверхности. Фиксированное положение тектоно-магматических структур делает неприемлемым объяснение вулканических процессов путем перемещения литосферных плит над «горячими точками», как это утверждается гипотезой Новой глобальной тектоники.

Тепломассоперенос к земной поверхности морфологически связан с региональными сводами и куполообразными поднятиями разного масштаба, возникающими в результате увеличения объема и вздутия земной коры при привносе вещества и образовании коровых вулканических очагов. Поднятие сводов сопровождается образованием линейных, кольцевых и дугообразных разломов растяжения — проводников извержений. При исчерпании очагов вулканической деятельности и прекращении тепломассопереноса к земной поверхности происходят обрушения сводов по линейным и кольцевым разломам. Последующий цикл тепломассопереноса сопровождается возобновлением вулcano-тектонического поднятия на более низком геоморфологическом уровне и обычно в меньших масштабах.

Важную роль в рельефообразовании вулканических областей играют вулcano-тектонические процессы, образующие крупные вул-

кано-тектонические депрессии, связанные с орогенными поднятиями. Они характеризуются накоплением мощных вулканогенно-осадочных толщ в сопряженных с поднятием прогибах. В крупных, длительно прогибающихся вулканотектонических депрессиях могут захороняться большие объемы отложений, коррелятных вулканическим процессам.

Выделение генетических типов вулканов основано на стадийности вулканизма, различающейся своеобразием в разных региональных условиях. Каждой стадии вулканизма соответствуют определенные геотектонические обстановки и фазовые типы извержений. Поэтому следует говорить о региональных генетических типах вулканических аппаратов, общность которых связана с типами магм и вулканической деятельности.

Генетическая классификация вулканов включает два определяющих элемента: а) типы вулканических сооружений, зависящие от состава магм и тектонических условий образования и излияния; б) морфоструктуру вулканических образований, зависящую, помимо исходных данных, от формы и высоты фундамента вулканических излияний, физико-географических условий вулканизма — его наземной и подводной обстановки.

Типы вулканической деятельности — эксплозивный, эффузивный, экструзивный, определяют морфоструктуру вулканов и зависят от фазового состояния их продуктов, изменяющегося в соответствии с термодинамическими, региональными и физико-географическими условиями. От преобладания газовых, расплавленно-жидких и твердых компонентов, участвующих в ходе извержений, зависят морфоструктуры вулканических образований — стратовулканы, лавовые плато, щитовые вулканы и экструзивные купола.

На морфологию вулканических образований своеобразное влияние оказывают надводные и подводные условия извержений, сочетающиеся с их региональными обстановками. Подводные условия вулканизма разделяются на глубоководные и мелководные; последние близки по типу вулканизма к субаэральным, отличаясь преобладающей ролью летучих, образующихся при участии воды. Классические формы вулканического рельефа, созданные в субаэральных условиях, наиболее типичны для планет земной группы (см. приложение). Они определяются резкими перепадами давлений на границе Земля — атмосфера, создающими условия эксплозивного вулканизма. При этом образуются стратовулканы конусовидного типа, кальдеры и выбросы туфов больших объемов.

Различия эксплозивных построек зависят от размеров планет, фазовых условий глубин и плотности атмосферы. Наиболее мощные взрывы с выбросами тефры за пределы атмосферы возможны на планетах с наибольшими перепадами давления при эксплозиях между летучими и атмосферой. Благодаря присутствию на Земле гидросферы на глубинах океана 3—5 км давление летучих в магме уравнивается давлением столба воды. В результате извержение лавы не сопровождается взрывами и образуются подводные базальтовые плато и щитовые вулканы.

Формирование вулканических морфоструктур имеет прямую и обратную связь с физико-географическими процессами. Прямое воздействие вулканизма на физико-географическую обстановку земной поверхности проявляется в каждом геотектоническом регионе, соответственно с масштабом вулканизма и морфологией вулканов.

Массовые базальтовые излияния на низких ГУВИ охватывали обширные площади и были сопряжены с крупными сводовыми поднятиями дна океана, вероятно сопровождавшимися трансгрессиями, обширными в верхнем мезозое и сокращавшимися по мере уменьшения масштаба вулканизма при телескопированном рифтогенезе.

Контрастными процессами ареального подводного вулканизма являются извержения вулканов в геосинклинальных орогенных и платформенных континентальных вулканических поясах, увеличивающие высоту горных поднятий и способствующие развитию ледников альпийского типа и общему похолоданию климата. Обратная связь — влияние физико-географических процессов на формирование вулканического рельефа выражается в зависимости от ГУВИ и типов вулканизма.

При массовых базальтовых излияниях на дне океанов весь объем лав сохраняется от эрозии и захороняется под морскими отложениями. Соответственно подводные базальтовые вулканы и вулкано-тектонические формы рельефа не затрагиваются эрозией. Части же вулканических сооружений, выступающие над уровнем океана в виде островов, подвергаются эрозионным процессам, приводящим как к образованию гайот, так и эрозионно-вулканического рельефа островных вулканов.

По мере поднятия ГУВИ над уровнем моря увеличивается роль флювиальных, ледниковых и других денудационных агентов в формировании рельефа вулканических областей. Если рельеф континентальных плато подвергается наименьшему воздействию эрозии, то морфоструктуры вулканов центрального типа подвергаются в субаэральных условиях интенсивным процессам разрушения, нарушающим единство геологической и топографической поверхности вулканов. Изучение морфоструктурной эволюции таких сооружений в современном рельефе требует определенной преемственности в рассмотрении проблемы в планетарных, глобальных, региональных и локальных условиях.

При сравнительной оценке роли вулканизма в формировании рельефа разных геотектонических регионов отмечается, что увеличение контрастности первичного вулканического рельефа, увеличение роли вулканов центрального типа происходит по мере перехода от платформенных океанических к геосинклинально-орогенным областям. В платформенных условиях преобладают ареальные площадные излияния, контрастность которых усиливается по мере рифтовой орогенизации.

Факторы рельефообразования в региональных условиях вулканизма следующие. Для вулкано-тектонических трогов (грабен-

синклиналей), формирующихся на фоне общего поднятия геосинклинально-орогенных сводов, характерно главное обрушение до начала в нем массового четвертичного вулканизма. Об этом свидетельствует перекрытие разломов, обрамляющих трог древне-четвертичными базальтами, и приуроченность действующих вулканов к наиболее опущенным зонам депрессий. Антропогеновые вулканы, образующие дифференцированный горный рельеф, созданы вулканической аккумуляцией на фоне многочисленных этапов кольцевых кальдерных опусканий в пределах трогов.

Можно утверждать, что вслед за главным понижением ГУВИ следует серия вулкано-тектонических дифференцированных вертикальных движений, сопровождающихся гравитационным погружением трогов в результате накопления мощных толщ вулканических продуктов. Этим объясняется наличие в основании крупных вулканов, поднимающихся из вулканических трогов, мощных линз вулканических отложений, лежащих на глубоко опущенном фундаменте.

При длительном развитии вулканических центров, сопряженных с чередованием нескольких этапов повышения и понижения ГУВИ, происходит формирование сложных вулканических и вулкано-тектонических морфоструктур, образованных контрастными вулканическими формациями. Следует подчеркнуть, что в процессе региональной эволюции сложные кольцевые вулкано-тектонические структуры, развивающиеся конформно и дисконформно, вероятно, образуются в пределах определенных этапов — островодужного, раннеорогенного, орогенного. Унаследованность вулканоплутонических структур, так называемых долгоживущих вулканических центров, предполагает более длительное развитие восходящего литостатического потока, охватывающего несколько циклов геосинклинально-орогенного развития, продолжительностью до 15—30 млн. лет. Однако более типичными являются вулканические центры кольцевого типа, формирующиеся в течение одного этапа регионального развития на протяжении 1—3 млн. лет и заключающие ряд более коротких фаз морфоструктурного развития вулканических сооружений.

В вулканических поясах ранних орогенов при последовательном сужении площадей вулканических излияний путем телескопированного рифтогенеза образуются вулкано-тектонические морфоструктуры сводового и кольцевого типа. Телескопированные структуры отличаются по возрасту и морфологии вулканических построек.

В процессе региональных тектонических преобразований геосинклинально-орогенного рельефа на континентальных и океанических платформах вулканические циклы сопровождаются неоднократными понижениями ГУВИ, форсирующими возобновление вулканизма и изменяющие его тип. По мере орогенеза роль понижения ГУВИ сужается до образования небольших кальдер, преимущественно эксплозивного типа. Поверхности фундамента в орогенах высоко подняты и увенчаны вулканическими надстройками,

поднимающимися на огромную высоту при относительно небольших размерах. Континентальные щиты и платформы характеризуются крупными размерами сводовых и куполовидных структур, сопровождающих вулканизм в региональных условиях. Их создание связано с ареальным тепломассопереносом к земной поверхности, переходящим в локальные условия вулканизма центрального типа.

Формирование орогенных сводов гранито-гнейсовых пород, сопряженных с кольцевыми вулкано-тектоническими нарушениями, следует относить к вертикальным движениям земной коры.

В условиях континентальных щитов сводовые и куполовидные поднятия, сопровождаемая вулканизмом, осложняются рифтовыми и кольцевыми вулкано-тектоническими депрессиями (рифты Восточной Африки, купола и вулкано-тектонические депрессии Тибести, Ахаггара (Сахара). На океанических платформах, охватывая обширные площади дна океанов, эндогенный тепломассоперенос, направленный к земной поверхности, способствует образованию крупных вулкано-тектонических сводов и куполов и сопровождается выносом на поверхность больших масс базальтовой лавы в процессе телескопированного рифтогенеза. При массовых излияниях базальтов на низких ГУВИ дна океана происходят линейно-блоковые (рифтовые) опускания земной коры под действием нагрузки продуктов излияний и опустошения магматических очагов. Площадные опускания, вызывая понижения ГУВИ, способствуют активизации вулканизма, происходящей на фоне сокращения площадей последующих вулканических излияний в процессе формирования вулкано-тектонических телескопированных структур, характерных для развития срединно-океанических хребтов и вулкано-тектонических горстов (типа Исландии).

Феномен вулкано-тектонических обрушений, масштабы которых изменяются от обширных опусканий дна океана до небольших кальдер, имеет несколько объяснений: излияния или выброс вулканических продуктов, отток магмы, нагрузка продуктов вулканической деятельности на опустошенную кровлю над вулканическими резервуарами. Все эти процессы приводят к реализации телескопированного рифтогенеза как серии последовательно сужающихся поясов обрушения, сопровождающих понижение ГУВИ и обеспечивающих наибольшую экономию энергии при вулканических процессах.

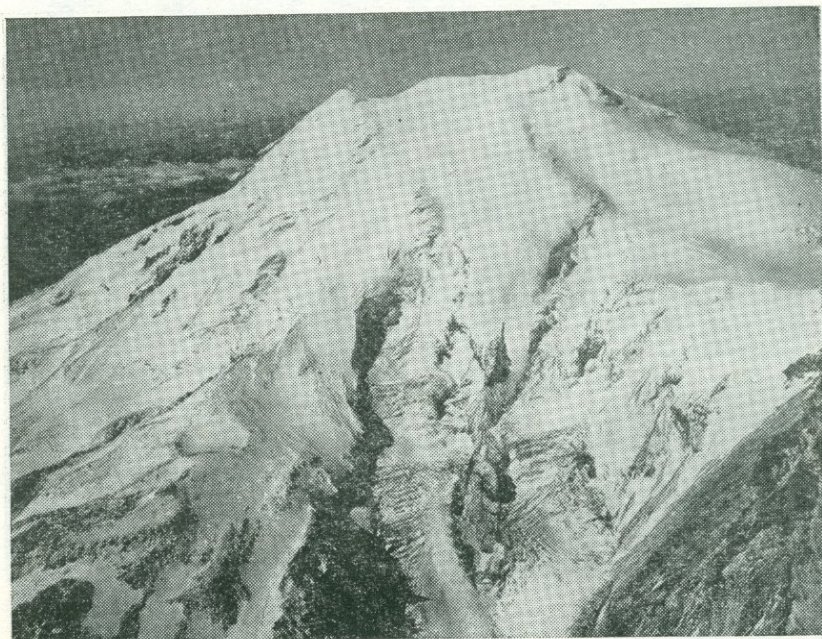
В заключение отметим, что денудационные процессы, объектом действия которых становятся вулканы, наряду с формами рельефа, порожденными тектоникой, создают контрастный рельеф земной поверхности вулканических областей. Контрастность эндогенного рельефа определяется энергией тектоно-магматических процессов, из которых можно выделить энергию вулканизма как агента рельефообразования. Вулканический рельеф формируется во много раз быстрее, чем рельеф тектонического происхождения, и соответственно быстрее разрушается в зоне активных денудационных процессов.

1. *Бальян С. П.* Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. — Ереван, изд-во Ереванского ун-та, 1969. 379 с.
2. *Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В., Милановский Е. Е.* Восточно-Африканская рифтовая система. М., Наука, 1974. Т. I — 264 с., т. II — 261 с., т. III — 288 с.
3. *Волчанская И. К., Кочнева Н. Г., Сапожникова Е. И.* Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М., Наука, 1975. 150 с.
4. *Герасимов И. П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959. 99 с.
5. *Девис В. М.* Геоморфологические очерки. — М., ИЛ, 1962. 354 с.
6. *Деменцкая Р. М., Городницкий А. М., Каминский В. Д., Литвинов Э. М.* Подводные горы (Проблемы геофизического изучения). Л., Недра, 1978. 1963 с.
7. *Игнатьев А. Б.* Палеовулканологические реконструкции вулканотектонических депрессий. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1975. 188 с.
8. *Ильин А. В.* Морфоструктура дна океана и некоторые вопросы новой глобальной тектоники. — Геотектоника, 1978, № 6, с. 17—35.
9. *Исследование по проблеме рифтовых зон Мирового океана.* Под ред. А. П. Виноградова и Г. Б. Удинцева. М., Наука, 1972. Т. 1 — 230 с. Т. 2 — 251 с. Т. 3 — 231 с.
10. *История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.* М., Наука, 1976. 452 с.
11. *Казимиров Д. А.* Диссиметрия планет земной группы и спутников и основные фазы их развития. — В кн.: Вопросы планетарного тектогенеза. М., 1977, с. 23—66.
12. *Канаев В. Ф., Турко Н. Н.* Морфология и вулканизм дна Индийского океана. — В кн.: Геоморфология Мирового океана. М., Наука, 1974, с. 63—97.
13. *Кленова М. В., Лавров В. М.* Геология Атлантического океана. М., Наука, 1975. 458 с.
14. *Козеренко В. Н., Ларцев В. С.* Происхождение и развитие Аденской рифтовой зоны в свете данных о строении ее южного борта. — Бюлл. МОИП, отд. геологич., № 5, 1978, с. 30—42.
15. *Кожмяка Н. И.* К вопросу о высоких ровных поверхностях и особенностях погребенного рельефа вулканической части Срединного хребта Камчатки. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфол., Уфа, 1966.
16. *Леонтьев О. К., Рычагов Г. И.* Общая геоморфология. М., Высшая школа, 1979. 287 с.
17. *Макаренко Г. Ф.* Базальтовые поля Земли (в пространстве и геологическом времени). М., Недра, 1978. 148 с.
18. *Маловицкий Я. П.* Тектоника дна Средиземного моря. М., Наука, 1978. 95 с.
19. *Масуренков Ю. П.* Вулканы над интрузиями. М., Наука, 1979. 220 с.
20. *Мелекесцев И. В.* Вулканизм и рельефообразование. М., Наука, 1980. 211 с.
21. *Милановский Е. Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации и расширения Земли). — Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—16.
22. *Николаев Н. И.* Структурные черты рельефа Земли в свете новых тектонических представлений. — Вестник МГУ. Сер. геол., № 2, 1978, с. 29—40.
23. *Орленок В. В.* Геоморфология дна океана. Калининград, изд-во гос. ун-та, 1976, 143 с.

24. Орлова А. В. Блоковые структуры и рельеф. М., Недра, 1975. 229 с.
25. Пискунов Б. Н. Генетические типы подводных вулканических образований Большой Курильской гряды. — Изв. Сахалин. отд. Геогр. об-ва АН СССР, 1971, вып. 2, с. 129—146.
26. Пронин А. А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Проблема возраста современных океанов. М., Наука, 1973. 318 с.
27. Резанов И. А., Шевченко В. И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М., Недра, 1978. 183 с.
28. Рельеф Земли. М., Недра, 1970. 560 с.
29. Святловский А. Е. Структурная вулканология. М., Недра, 1971. 231 с.
30. Святловский А. Е. Региональная вулканология. М., Недра, 1975. 223 с.
31. Тектоника и вулканизм планет (Мат. к Симпозиуму VIII Международной Ассоциации Планетологии). Ереван, 1977. 262 с.
32. Тимофеев Д. А., Уфимцев Г. Ф., Онухов Ф. С. Терминология общей геоморфологии. М., Наука, 1977. 199 с.
33. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника Тихого океана. М., Наука, 1973. 400 с.
34. Федотов С. А. О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магнеобразование и вулканизм. М., 1974. с. 113—123.
35. Федорченко В. И. Эволюция вулканизма Курильской островной дуги. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 151—153.
36. Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М., Наука, 1978. 237 с.
37. Худяков Г. И. Новые пути — новые проблемы в геоморфологии. — В кн.: Геоморфоструктуры Дальнего Востока. АН СССР ДВНЦ, Владивосток, 1978, с. 5—11.
38. Юнов А. Ю. Геологическое строение континентальной окраины Западной Африки по данным сейсмических исследований на НИС «Новатор». ЭИ. ВИЭМС. Морская геол. и геофизика, 1978, № 2, с. 1—17.
39. Ballard A. D. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36°50' N on the mid-Atlantic Ridge. — Geol. Soc. of Amer., Bull., vol. 88, N 4, 1977, p. 507—529.
40. Bellaiche G. Inner floor on the Rift valley. — Nature, 1977, vol. 250, N. 5167, p. 558—560.
41. Brott Charles A. and others. Tectonic implications of the heat flow of the western Snake River Plain, Idaho. — Geol. Soc. of Amer., Bull., vol. 89, N 12, 1978, p. 1697—1707.
42. Carr M. H., Greeley R. Some Martian Volcanic features as viewed from the viking Orbiters. — J. of Geoph. Res., vol. 82, N 28, 1977, p. 3981—3994, 3994—4015.
43. Corliss John B. and others. Submarine Thermal springs of the Galapagos Rift. — Science, vol. 203, N 4385, 1979, p. 1073—1089.
44. Donovan D. T. Causes of world-wide changes in sea level. — J. of Geol. Soc., vol. 136, part 2, 1979, p. 187—191.
45. Fujii Naoyuki and Kei Kurita. Seismic activity and pore pressure across island arcs of Japan. J. of Phys. of the Earth, vol. 26, Supplement, 1978, p. 437—438, 443—444.
46. Kimura Manaki. Significant eruptive activities related to large interplate earthquakes in the north-western Pacific margin. — J. of Phys. of the Earth, vol. 26, Supplement, 1978, p. 557.
47. Kumor Narish. Origin of paired aseismic rises: Ceara and Sierra Leone rises in the equatorial and the Rio Grande rise and Wolvis ridge in the South Atlantic. — Marine Geology, vol. 30, N 3/4, 1979. 175 p.
48. Lonsdale P. and others. A pair of young cratered volcanoes on the East Pacific Rise. — J. of Geol. vol. 87, N 2, 1979, p. 157—171.
49. Roberts D. The Galapagos Rift at 86° W. — J. of Geophys. Res. vol. 84, № 1310, 1979, p. 5379—5422.
50. Tasiëff H. Volcans et la derive des continents. Presses universitaires de France, 1972, p. 9—53.

ТИПЫ РЕЛЬЕФА СОВРЕМЕННЫХ  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Антропогенный  
аккумулятивный конформный вулканический рельеф



Куполовидный стратовулкан



Двойной стратовулкан — конусовидный и кальдерный

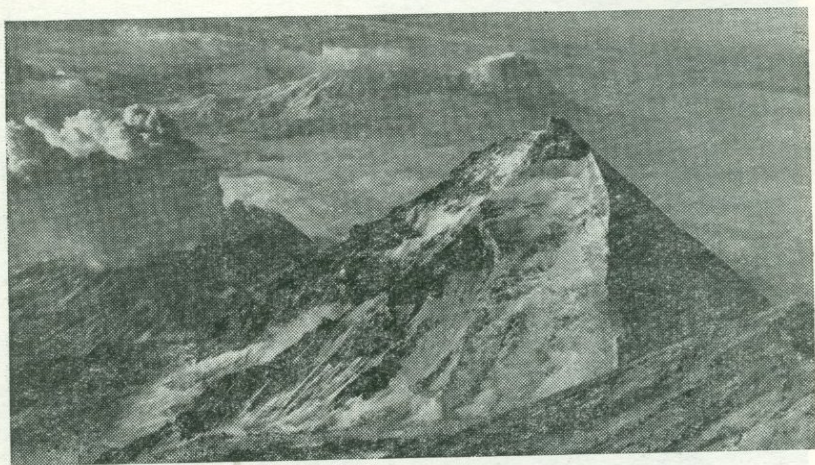


Сомма-вулкан

**Денудационно-вулканический рельеф четвертичного возраста**



Шитовой вулкан, глубоко эродированный



Конусовидный вулкан с explosивно-экзарационным рельефом

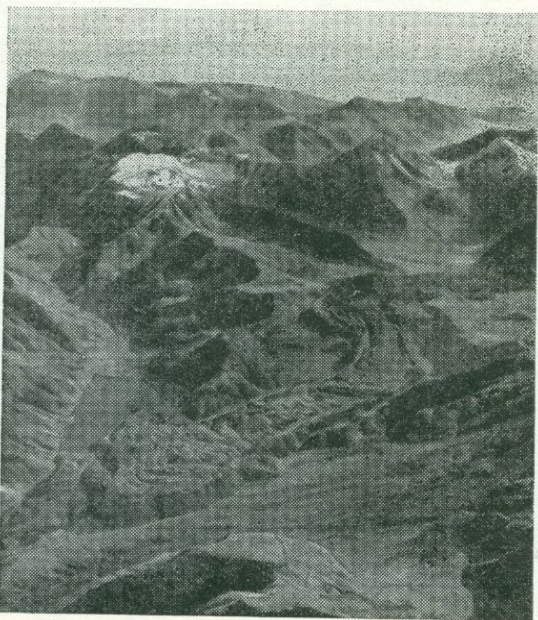


Стратовулкан с глубокими ущельями и сухими реками

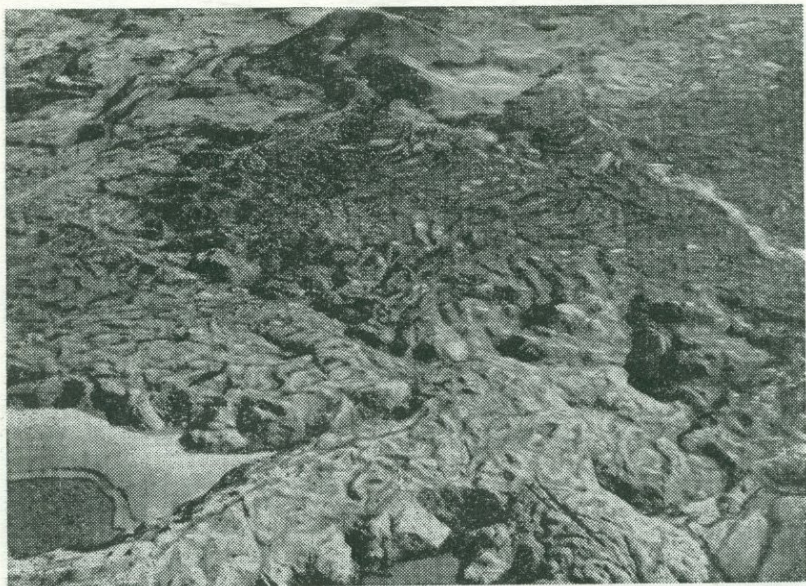


Лакколит трахи-липаритов со смытой кровлей и эродированными склонами

### Лавовые потоки различных типов излияний



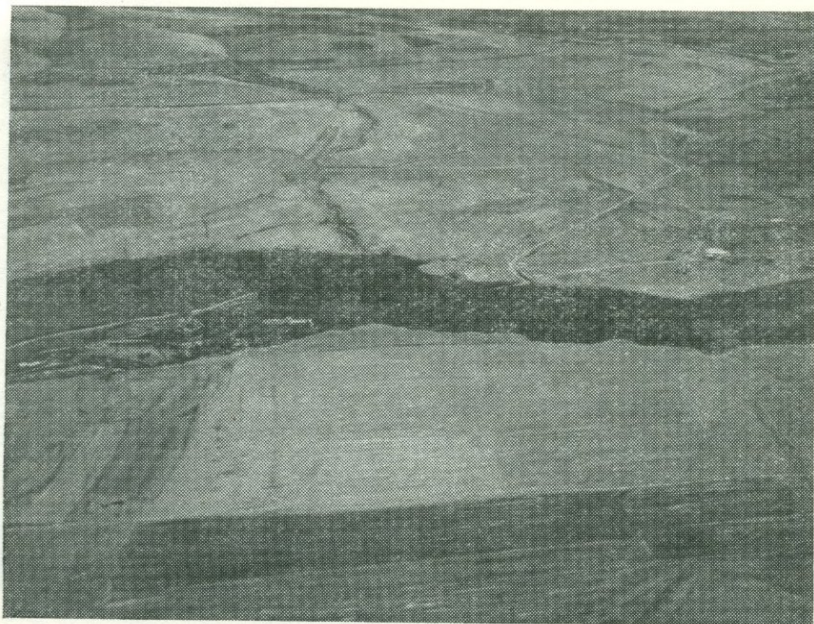
Поток андезитов с бортовыми валами и наплывами лавы



Поток дацитов с фестончатыми бортами и трещинами



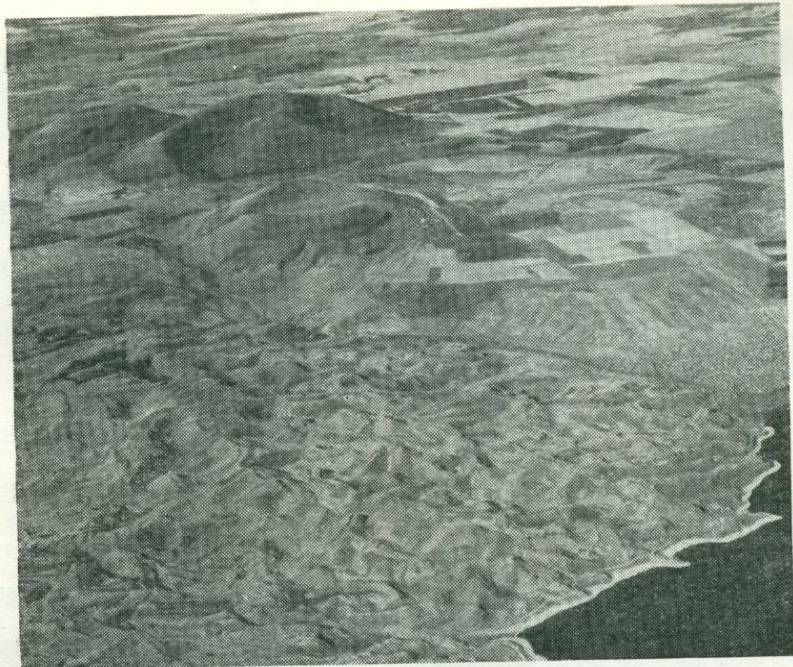
Долинный поток андезито-базальтов с эродированными бортами



Долеритовое плато, прорезанное каньоном



Поток дацитов, излитый на рельеф ледникового происхождения

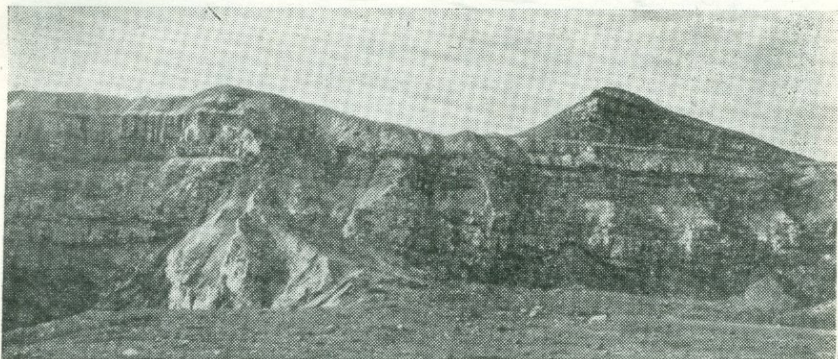


Поток андезито-дацитов с бугристой поверхностью

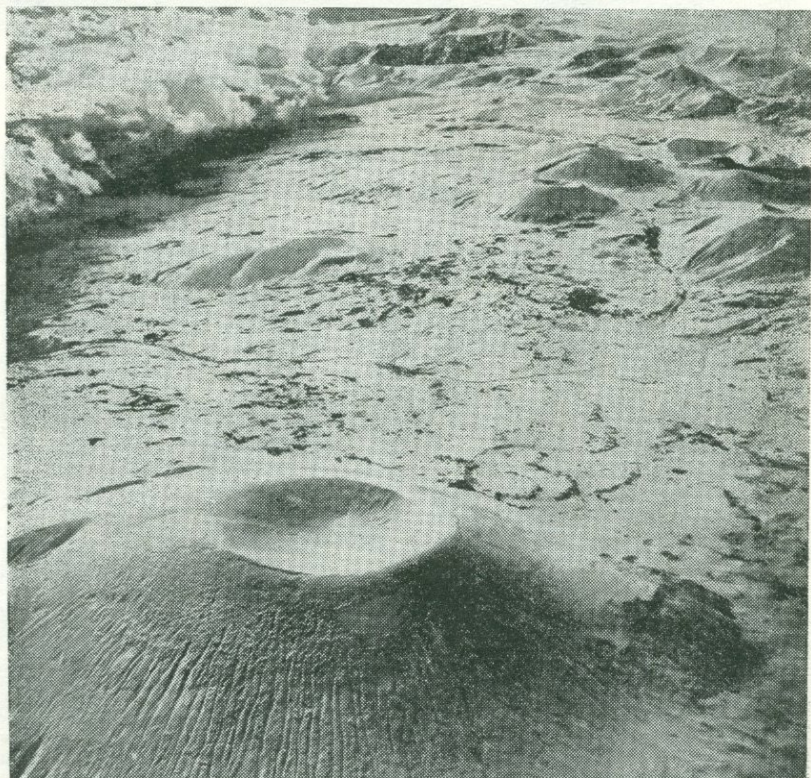
### Кратеры вулканов



Вершинный кратер стратовулкана



Котлообразный кратер стратовулкана



Тарелкообразный кратер шлакового вулкана

- Абразия 156, 177, 185  
 Абиссальные равнины 155, 156  
 — котловины 158, 162, 172  
 — холмы 144, 155, 177, 181, 182, 186  
 Аккреционная призма 35, 36  
 Авлакоген 111, 112, 114, 116, 152, 158, 159  
 Активный баланс 234  
 Антидромность 49, 144, 148, 193, 198, 223  
 Ареальный вулканизм 22, 39, 187, 200, 218  
 Асейсмический пояс 33  
 Астенолит 220  
 Атолл 176, 177, 186  
 Базальты 130, 133, 134, 137, 182, 184, 186, 187, 202  
 Баланс активный 234, 236  
 — пассивный 234, 236  
 Батолит 228, 230  
 Блок 230  
 Вулкан двойной 245  
 — действующий 137, 164, 169, 190, 204  
 — кальдерный 29, 30, 130, 245  
 — конусовидный 245, 247  
 — куполовидный 245  
 — моногенный 95  
 — подводный 135, 158, 160, 168, 172, 175, 180, 184, 186  
 — полигенный 104, 121, 137  
 — потухший 194  
 — сомма 246  
 — моногенный 137  
 — центрального типа 17, 20, 27, 30, 129, 134, 135, 165, 174, 183, 192, 232  
 — щитовой 17, 40, 129, 130, 131, 135, 137, 138, 155, 164, 167, 173, 174, 178, 183, 212, 215, 246  
 Вулканизм ареальный (площадной) 39, 144, 200, 218  
 — линейный 238  
   прогрессивный 144  
   регрессивный 144  
 — центральный 39  
 Вулканические бомбы 132  
 — формации 144  
 Вулкано-тектоника 14, 18, 20, 22, 28, 29, 50, 143, 192, 200, 202, 205, 228  
 Вулкано-купольные поднятия 84, 87, 206  
 Вулкано-тектонический пояс 33, 37, 192  
 — структуры 214, 233  
 Вулкано-структурный анализ 194  
 Гайот 137, 155, 160, 173, 182  
 Геоморфологическая структура 12, 21, 193, 227  
 — формация 14, 21, 26, 131, 218, 233, 235  
 Геоморфологический ряд  
 — цикл 4, 125, 131, 213  
 — уровень вулканических излияний (ГУВИ) 2, 11, 21, 23, 26, 29, 49, 65, 130, 144, 148, 152, 172, 196, 200, 205, 213, 219, 237  
 — уровень 13, 23, 49, 76, 112, 122, 123, 124, 125  
 Геосинклиналь 142, 143, 144, 197  
 Геотектуры 10, 11, 190, 193, 210  
 Гетерогенность 156, 221  
 Гипабиссальные структуры 43  
 Гомодромность 21, 49, 65, 144, 148, 149, 188, 193, 198, 223  
 Горст 129, 131, 136, 213, 214, 228  
 Грабен 129, 130, 131, 214  
 Дайка 96, 98  
 Дезинтеграция 215  
 Дефлюидизация 56  
 Денудация 10, 38, 153  
 Денудационная поверхность 38  
 Депрессии 22, 131, 165  
 — вулкано-тектонические 200, 229  
 Диатремы 139  
 Диapiroвый плутонизм 214  
 Дисконформность 81, 210, 241  
 Дипленогения 10  
 Деструкция (Деструктивные зоны) 140, 148, 156, 158, 161, 172, 189, 192, 198  
 Извержение латеральное 33, 39, 204  
 — терминальное 31, 204  
 — трещинное 155, 207  
 Инверсия рельефа 6  
 Интеркрустальная зона 214  
 Инфразффузивные поднятия 230  
 Кальдеры 10, 12, 15, 16, 19, 39, 40, 52, 80, 86, 126, 129, 131  
 Кольцевые структуры 16, 17, 18, 22, 115, 119, 123  
 разломы 126, 173, 238

- Конусы лавовые 208  
 — пирокластические 129  
 — шлаковые 39, 104, 132, 138, 155, 208  
 Конструктивные зоны 140, 148, 150, 152, 192  
 Конформность 26, 31, 42, 76, 81, 87, 97, 105, 106, 107, 170, 194, 200, 205, 215, 241  
 Кордильеры 17, 39, 49, 53, 63, 173  
 Кратер 21, 132, 252  
 Коррелятные отложения (формация) 196, 200, 219  
 Купол 13, 97, 104, 112, 213  
 Купольные структуры 213  
 Лакколит 95, 156, 211  
 Лапилли 132  
 Линеаменты 4, 14, 19, 20, 33, 34, 113, 127, 200  
 Литодинамический поток восходящий 190, 229, 236, 237  
 — нисходящий 237  
 Литоморфность 194  
 Литосферные плиты 3, 146  
 Литосферный корень 155  
 Маар 113, 137, 138  
 Мантыйный плюмаж 220, 229  
 Мегасвод 230  
 Метеоритные кратеры 15, 17  
 Микроконтиненты 17, 161  
 Морфогенетический ряд 30  
 Морфологическая планетология 13  
 Морфометрия 4  
 Морфоскульптура 10, 193, 194, 210  
 Морфоструктуры планетарные 4, 10, 13, 14, 16, 17, 24, 30, 50, 53  
 — глобальные 13, 14, 15, 133, 136, 138, 142, 145, 151, 155, 156, 162, 168  
 — региональные 13, 151  
 — локальные 13, 174, 188, 193, 194, 195, 196, 198, 203, 227  
 Морфоструктурный анализ 4, 194, 200, 201, 205, 207, 208, 211, 227, 228, 230, 231  
 Морфотектоника 13  
 Некк 136, 195, 210  
 Ороген 197, 202  
 Орогенция 10  
 Островные дуги 196, 197, 200, 202  
 Очаговые структуры 212, 213  
 Палеомагнитные аномалии 152  
 Пелагогенная область 74  
 Пенеплен 5, 6, 8, 11, 12, 198, 202, 203  
 Пенепленизация 5, 10  
 Пенепленогения 10  
 Периокеанические прогибы 152  
 Перикратонные опускания 150  
 Плато лавовое 8, 130, 202, 207, 208, 211, 215, 218, 221, 223, 232  
 Плато-базальты 167, 175, 198, 206  
 — фенолитовое 137, 169  
 — трапповое 130  
 Платогения 10  
 Пленогения 10  
 Плутонно-тектоника 228  
 Педилен 131, 132  
 Поверхность выравнивания 11, 132  
 — денудационная 132  
 Покров лавовый 132, 137, 171, 181, 199, 203, 211, 215  
 Поток базальтовый 133, 138, 183  
 — лавовый 138, 178, 182, 199  
 Предельная емкость 225  
 Предельный уровень 226  
 Разломы 132, 158, 209, 211, 212  
 — трансформные 134, 135, 156, 162, 166, 178  
 Регрессия 75, 153  
 Регенерированная кора 142, 152, 153  
 Риолиты 130, 164  
 Рифт 3, 12, 17, 24, 27, 31, 38, 49, 55, 56, 57, 62, 71, 74, 81, 84, 93, 95, 111, 112, 120, 126, 129, 133, 137, 141, 146, 158, 190  
 — телескопированный 2, 28, 42, 79, 90, 95, 123, 127, 128, 130, 135, 141, 143, 147, 166, 180, 184, 187  
 Рифтовые долины 17, 20, 26, 53, 68, 81, 96, 98, 111, 112, 124, 127, 187  
 Рифтогенез 53, 74, 77, 89, 111, 120, 121, 124, 127  
 Свод 130, 136, 230  
 Сейсмо-тектонический пояс 33, 36, 37  
 Силлы 211  
 Сомма-вулкан 246  
 Спреддинг 3, 145, 146, 147, 151, 162, 180, 181, 183, 184, 185, 187  
 Стратовулкан 30, 164, 174, 195, 206, 208, 214, 215  
 Структуры вулcano-тектонические 149, 210, 220, 225  
 — метеоритные 58  
 — кольцевые 32, 200  
 Структурно-морфологический анализ 194, 212, 213, 230  
 Субдукция 35, 37, 145, 146, 151, 229  
 Субкратальная зона 214  
 Талассократон 144, 172, 173  
 Тафрогенез 64  
 Тектогенез 136, 168  
 Тектономорфность 194  
 Телескопированный рифтогенез 2, 146, 149, 180  
 Телескопированный кальдер 215, 180, 153  
 Теплоассоуперенос 11, 13, 129, 135, 136, 144, 148, 161, 167, 169, 188, 207, 208, 211, 212, 220, 222, 223, 225, 236  
 Толент 143, 198

Трансгрессия 75, 153, 154, 169  
Траппы 132  
Трахитобазальты 129  
Трахиты 129, 164, 167  
Трещинные излияния 129, 155, 156  
Фонолит 95, 115, 171  
Формации вулканические 144, 145, 233  
— геологические 234  
— геоморфологические 233, 234, 235  
Фумаролы 132, 169  
Штаммы 230

Щит 130, 142  
Эндогенный процесс 3, 4, 9, 11, 139, 141, 142, 189, 193, 194, 207, 230  
Энергия рельефа 11  
Экзогенный процесс 4, 5, 9, 11, 139, 190, 194, 199, 210, 214  
Эксплозия 27, 158, 189, 215, 216, 218, 222  
Эксплозивный индекс 231  
Экструзия 8, 27, 130, 131, 164, 190, 191, 208, 212, 213, 214, 221, 230  
Эрозионный цикл 5, 6, 8, 9  
Эффузия 27

Введение . . . . .	3
Основные представления о развитии рельефа . . . . .	5
Морфотектоника и вулканизм планет земной группы . . . . .	13
Вулканические морфоструктуры геотектонических регионов . . . . .	31
Морфотектоника и вулканизм геосинклинально-орогенных областей	31
Северо-Восточная Азия . . . . .	31
Америка . . . . .	53
Средиземноморский пояс . . . . .	73
Морфотектоника и вулканизм континентальных платформ . . . . .	110
Африка . . . . .	110
Австралия . . . . .	137
Морфотектоника и вулканизм дна океанов . . . . .	139
Атлантический океан . . . . .	150
Тихий океан . . . . .	172
Общие закономерности формирования рельефа вулканических областей	188
Палеогеоморфология подластового рельефа вулканических областей	198
Морфология генетических рядов вулканов . . . . .	203
Конформность вулканических структур . . . . .	208
Вулканические сооружения как геоморфологическая интеграция эндо- генно-экзогенных процессов . . . . .	215
Возраст вулканического рельефа . . . . .	216
Геоморфологические уровни вулканических излияний . . . . .	219
Морфоструктурный анализ вулканических ландшафтов . . . . .	227
Геоморфологические формации вулканических областей . . . . .	233
Заключение . . . . .	237
Список литературы . . . . .	243
Приложение . . . . .	245
Терминологический указатель . . . . .	253

АЛЕКСАНДР ЕВГЕНЬЕВИЧ СВЯТЛОВСКИЙ  
**МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ВУЛКАНОЛОГИЯ**

Редактор издательства М. Д. Мирзоева

Переплет художника Б. Ф. Лисенкова

Художественный редактор Е. Л. Юрковская

Технический редактор Т. П. Локтионова

Корректор К. И. Савенкова

ИБ 4133

Сдано в набор 19.10.81. Подписано в печать 14.04.82. Т-06597. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
 Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 16,0.  
 Усл. кр.-отт. 16,25. Уч.-изд. л. 19,06. Тираж 1500 экз. Заказ 665/8407—1. Цена 3 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
 Третьяковский проезд, 1/19  
 Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ