

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

55  
162

И. Н. Лобанов, Б. Д. Русанов

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ  
И ГЕОМОРФОЛОГИИ

*(Конспект лекций)*

203202

**БИБЛИОТЕКА**  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института

ЛЕНИНГРАД  
1972

*Одобрено Ученым советом Ленинградского  
гидрометеорологического института*

По содержанию и объему книга является конспектом избранных лекций, которые соответствуют требованиям программы курса по основам геофизики, геологии и геоморфологии для гидрологической и океанологической специальностей гидрометеорологических институтов, но не исчерпывают ее полностью. В разделе «Основы геологии» содержится только обзор эндогенных геологических процессов. Первые четыре главы составил И. Н. Лобанов, а пятую главу — Б. Д. Русанов. В разделе «Основы геоморфологии» первые пять глав составил И. Н. Лобанов, а шестую главу — Б. Д. Русанов.

# ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

---

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Геология — это наука о составе, строении и истории развития земной коры.

Геология — одна из наук о Земле. Земля является планетой солнечной системы, она имеет сложное строение и длительную историю своего развития. Ее изучают одновременно несколько наук: геодезия, астрономия, геофизика, физическая география и др. Геодезия изучает форму и размеры Земли. Астрономия изучает Землю как космическое тело, ее положение в мировом пространстве и происхождение. Геофизика изучает физическими методами строение Земли как единого целого. Физическая география изучает поверхность Земли и закономерности процессов, происходящих на ней.

Таким образом, на фоне наук о Земле выясняется, что предметом непосредственного изучения геологии является земная кора, а ее задачей — установление состава, строения и истории развития земной коры.

Геология, как наука, состоит из двух крупных разделов, в настоящее время выросших в самостоятельные научные дисциплины: общая (динамическая) геология и историческая геология.

Общая геология изучает геологические процессы и строение земной коры. Историческая геология изучает геологическую историю Земли и развитие земной коры и земной поверхности.

К геологии тесно примыкают такие научные дисциплины, как минералогия, изучающая минералы земной коры, петрография, изучающая горные породы, и палеонтология, исследующая окаменелые остатки животных и растений в слоях земной коры.

Отмеченные геологические дисциплины тесно связаны между собой, а также с другими науками, изучающими Землю, и в первую очередь с такими науками, как геофизика, геохимия, биология и др.

Методы геологии вытекают из ее задач. По своим задачам геология является наукой исторической, как историческая наука она должна исследовать геологические памятники или документы. Геологическими документами являются горные породы, формы залегания и сложения горных пород, органические остатки в горных породах, следы, отпечатки и царапины на поверхности горных пород и т. д. Состав и сложение горных пород указывают на физические условия их образования; форма залегания горных пород — на характер движений, происходящих и происходивших в земной коре; органические остатки — на физико-географические условия земной поверхности минувших времен; степень организации ископаемых животных и растений дает возможность установить последовательность геологических событий во времени и последовательность образования слоев, пород, слагающих земную кору. В настоящее время, наряду с обычными геологическими методами, геология в своих исследованиях широко применяет геофизические, геохимические и другие доступные методы.

В естественных науках, таких, как физика, химия и биология, установился такой порядок исследования: наблюдение явления в естественных условиях, опыт в искусственных условиях, выводы и заключения. В геологии остается такой же порядок исследования, но в этой науке роль опыта имеет меньшее значение. Дело в том, что геологические явления совершаются в огромных пространственных размерах, на протяжении длительных отрезков времени, исчисляемых миллионами и миллиардами лет. Кроме того, многие геологические явления протекают в условиях высоких температур и давлений. Поэтому создать искусственные условия для воспроизведения и проверки геологических явлений во многих случаях в настоящее время еще невозможно. Например, возникает много трудностей искусственно воспроизвести образование гор, учитывая, что при этом приходят в движение массы земной коры протяжением на тысячи километров и до глубин в десятки километров. Трудно воспроизвести извержения вулканов, в которых принимают одновременно участие массы в газообразном, жидком и твердом состоянии, притом в грандиозных размерах.

Однако, несмотря на указанные трудности, опыт и моделирование в геологических исследованиях с развитием науки и техники приобретает все большее и большее значение. Так, например, искусственным путем воспроизведены главнейшие минералы и ряд горных пород, что дает возможность расшифровать и объяснить физико-химические условия, при которых совершаются геологические явления в земной коре. В последнее десятилетие успешно проводятся эксперименты по моделированию горообразовательных процессов:

Трудность в геологических исследованиях связана еще и с тем, что многие геологические явления в земной коре давно закончились. От этих явлений остались различного вида указанные выше документы. Для объяснения и расшифровки таких документов в геологии широко применяется так называемый принцип актуализма или сравнительный метод. Названный принцип допускает, что геологические явления далекого прошлого происходили, в общем, примерно в сходных условиях и подчинялись тем же физико-химическим законам, как и в настоящее время. Поэтому в геологии, исходя из сравнительного метода, судят о прошлом по настоящему. Так, в наше время при вулканических извержениях образуются затвердевшие потоки лавы, пемза, пепел и др. Если в слоях земной коры, наряду с другими породами, встречаются лаву, пемзу и пепел, то заключают, что они также образовались при вулканических извержениях, которые происходили в далеком геологическом прошлом.

В настоящее время в определенных условиях при усыхании морских заливов отлагаются каменная соль, гипс, глауберова соль и др. При нахождении перечисленных солей в ископаемом залегаии принимают, что они также отложились при усыхании морских заливов.

В связи с малой ролью опыта в геологических исследованиях особенно важными являются наблюдения, производимые при полевых работах. Во время полевых исследований собираются геологические документы, на основании которых, после обработки, делаются соответствующие выводы и заключения. От умения и правильности выполнения полевых исследований зависит правильность выводов. Полевые наблюдения являются самым важным этапом в геологических исследованиях. Хотя в геологии и применяются лабораторные методы исследования для определения пород, минералов и ископаемых организмов, все же по существу — это полевая наука.

При полевых наблюдениях геологу попадаются отдельные факты, которые не всегда являются достаточными для объяснения полной картины строения и истории развития изучаемой земной коры. Это положение приводит к тому, что в геологии и до настоящего времени имеется довольно много гипотез и предположений, доказательство которых еще ждет своих исследователей.

**Практическое значение геологии.** Развитие геологии как науки диктуется материальными запросами общества и тесно связано с развитием производства. Минеральные ископаемые, такие, как черные металлы, уголь, нефть, цветные металлы, строительные материалы; залегают в недрах земной коры. Поиски, разведка и разработка минеральных ископаемых требуют всестороннего знания строения земной коры и истории ее развития. Без такого знания

огромные затраты могут быть произведены без должных результатов.

Данные геологии требуются также при проектировании и строительстве путей сообщения, гидротехнических сооружений, для планирования и строительства городов и населенных пунктов, для военных целей и т. д.

Для гидролога геология является важной вспомогательной дисциплиной, необходимой для изучения своей специальной науки и в практической деятельности. Гидросфера и литосфера, как оболочки земного шара, находятся в тесной взаимосвязи и взаимном влиянии. История образования гидросферы, образование морей, рек и озер, их распределение на земной поверхности происходило вместе с развитием земной коры и земной поверхности. Современный режим рек, озер и морей часто во многом связан с историей их образования и геологическим строением их ложа. Поэтому гидролог, изучающий водные объекты, должен уметь добывать нужные геологические данные и уметь оценивать их в своих выводах.

**Теоретическое значение геологии.** Непосредственные факты геологических наблюдений и научное их истолкование позволяют делать выводы о том, что распределение континентов и морей на земной поверхности испытывает постоянные изменения. Изменяются постоянно также рельеф земной поверхности и климат. Растительный и животный мир, населяющий Землю, развивается от форм более простых к более сложным и высокоорганизованным. Геологические данные наглядно показывают, что Земля, органическое население Земли не есть что-то застывшее, раз навсегда данное, а наоборот, в природе все изменяется и развивается.

Таким образом, геология наглядно учит видеть предметы и явления природы в вечном изменении и развитии, учит рассматривать предметы и явления природы исторически. Поэтому изучение теоретических основ геологии имеет громадное значение в формировании диалектико-материалистического мировоззрения.

**Развитие геологии в СССР.** Развитие науки, а геологии в особенности, диктуется материальными духовными интересами общества. До Великой Октябрьской социалистической революции русские ученые в области геологии создали ряд крупных работ и выдвинули несколько направлений в этой науке. Основателем прогрессивного направления в геологии среди русских ученых является М. В. Ломоносов (1711—1765). В труде «О слоях земных», опубликованном в 1763 г., все геологические явления он впервые объяснил физико-химическими законами. Это направление разрабатывалось последующими поколениями русских ученых и полное развитие получило лишь в XX веке в трудах В. И. Вернадского и других советских ученых.

На протяжении XVIII века по инициативе Петра Первого изучение геологии и географии России проводили академические экспедиции, которые осуществляли и развивали научные идеи М. В. Ломоносова. По своим масштабам, задачам и результатам экспедиции, по единодушному мнению прогрессивных ученых мира, превратили Россию по тому времени в наиболее изученную страну в географическом и геологическом отношении.

В 1882 г. для централизованного руководства изучением геологии страны по инициативе передовых ученых в России был создан Геологический комитет. Положением о Комитете устанавливалось, что основной его задачей являются планомерная съемка и составление геологической карты страны. Все эти прогрессивные мероприятия, на протяжении 35-летней деятельности Геологического комитета, сталкивались с рутинной и косностью буржуазно-помещичьего государственного аппарата; предложения передовых ученых-геологов в большинстве случаев не достигали цели, так как шли вразрез с интересами господствовавших классов. Планомерное изучение страны наталкивалось на непреодолимые препятствия в виде частной собственности на землю и недра, а также на сосредоточение горнорудной промышленности в руках иностранных концессий. Комитет был ограничен финансовыми средствами, в его штате состояло в разное время от 10 до 50 геологов. В итоге, к началу 1917 г. в России было охвачено геологической съемкой лишь 10% территории государства. Геологический комитет изучением минеральных богатств занимался мало. Такое состояние геологоразведочного дела привело к тому, что потребности страны в меди, цинке, свинце, никеле, олове, алюминии, сере, фосфоритах, калийных солях, борных соединениях и др. удовлетворялись ввозом из-за границы.

После Октябрьской революции положение геологии в СССР коренным образом изменилось. Развитие всех ее отраслей пошло быстрыми темпами. Это определялось исключительно благоприятными условиями, созданными для развития науки в СССР, большим размахом геологических исследований, проводившихся в плано-вом порядке на всей территории государства, отсутствием препятствий, тормозящих геологические исследования в странах капитализма с его частной собственностью на землю, недра и борьбой монополистических группировок за обладание минерально-сырьевыми центрами.

Главная задача, стоящая перед советской геологией, заключается в обеспечении социалистического народного хозяйства минерально-сырьевой базой и создании ее резервов, опережающих потребность на несколько десятков лет. Эта задача была поставлена В. И. Лениным в 1918 г. в «Наброске плана научно-технических работ». На XIV съезде ВКП(б) был выдвинут грандиозный план ин-

дустриализации страны и указано на необходимость резкого увеличения добычи металлов и минерального топлива. В решениях XVI съезда ВКП(б) было подчеркнуто, что «обеспечение развития народного хозяйства выдвигает необходимость придать такие темпы геолого-разведочному делу, которые должны значительно опередить темпы развития промышленности с целью заблаговременной подготовки минерального сырья»<sup>1</sup>.

Большую роль в развитии производственной и научно-исследовательской работы сыграла перестройка геологической службы страны и организация в 1945 г. Министерства геологии СССР.

За годы пятилеток геологическое картографование, как необходимое и главное звено в цикле поисковых и разведочных работ, получило в СССР исключительно большое развитие. В дореволюционной России съемка производилась только в Европейской части, тогда как в СССР съемкой были охвачены огромные площади Сибири, Казахстана, Средней Азии, Дальнего Востока.

С 1918 по 1940 г. территория СССР была покрыта геологической съемкой на 66%, к 1945 г. — на 75%, а к 1960 г. геологической съемкой была покрыта территория всей страны. К этому времени съемкой средних масштабов покрыто 40%, а к 1965 г. — 60%. Съемками крупных масштабов к 1965 г. покрыто до 14% площади государства.

Наряду с исследованием геологического строения производилось изучение полезных ископаемых, в связи с чем открыты новые месторождения угля, нефти, черных и цветных металлов, апатитов, фосфоритов, серы, калийных солей и др., а также разведаны запасы старых месторождений. В результате изучения недр СССР по запасам железа, угля, нефти, газа, меди, свинца, вольфрама, хрома, асбеста, ртуты, слюды, марганца, торфа, апатита, калийных солей занимает первое место в мире. В последние годы в Якутской АССР открыты крупнейшие запасы олова и алмазов, которые раньше в нашей стране не были известны и их потребность удовлетворялась ввозом из-за рубежа.

В Директивах XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1971—1975 годы намечается:

**«Расширить работы по геологическому изучению земных недр и разведке минерально-сырьевых ресурсов прежде всего в районах действующих горных предприятий, а также в районах, наиболее экономически выгодных для промышленного их освоения. Усилить разведку на нефть и газ, особенно в европейской части страны, коксующиеся и энергетические угли, высокосортные бокситы, важнейшие цветные, редкие и драгоценные металлы, алмазы, сырье для производства минеральных удобрений, особенно**

<sup>1</sup> КПСС в резолюциях и решениях съездов, конференций и пленумов ЦК, ч. III. Госполитиздат, М., 1954, стр. 44.



фосфатных, разведку подземных вод, а также усилить поисково-разведочные работы по выявлению месторождений богатых железных руд в районах Сибири и Урала.

Развернуть поисково-разведочные работы в прибрежных шельфовых зонах морей и океанов с целью выявления перспективных подводных месторождений нефти и газа. Расширить исследования прибрежных россыпных месторождений золота, олова и других рудных полезных ископаемых<sup>2</sup>.

В связи с выполнением на обширной территории большого объема геологических исследований собраны данные, освещающие геологическое строение СССР и земной коры в целом. Данные, полученные по изучению полезных ископаемых, послужили основанием для выделения отраслевых научных дисциплин: геология нефти, геология угля, геология рудных месторождений и др. Советскими учеными на основе диалектического материализма по новому перестроены геологические дисциплины: минералогия, петрография, палеонтология, геохимия, тектоника, учение о подземных водах и т. д.

Выдающаяся роль русских и советских ученых-геологов состоит в том, что они исследовали и объяснили геологическое строение 1/6 части земной поверхности. Огромная территория СССР включает ряд самостоятельных геолого-структурных единиц (платформ и геосинклинальных областей), поэтому геологи нашей Родины имеют более благоприятные условия для практических и теоретических исследований, нежели геологи стран, имеющих небольшую территорию.

Наряду с всемирно известными именами таких геологов, как А. Вернер, Д. Геттон, Ч. Ляйель, Э. Зюс, Л. Кобер, Г. Ог, Г. Штиле, блещут имена М. В. Ломоносова, А. П. Карпинского, В. А. Обручева, Е. С. Федорова, Д. А. Архангельского, И. М. Губкина, В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана и многих других наших ученых.

## 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Общая геология занимается исследованием геологических процессов. Геологические процессы (явления) отражают собой взаимодействие геосфер: взаимодействие литосферы с атмосферой, биосферой, гидросферой и с глубокими внутренними оболочками Земли. Отличительный признак геологических явлений от других — это то, что они приводят к разрушению одних и образованию других минералов и горных пород, образованию и изменению рельефа земной поверхности, изменению строения земной коры и т. д.

<sup>2</sup> Материалы XXIV съезда КПСС. Политгиздат, М., 1971, стр. 252—253.

По источникам энергии геологические процессы (явления) подразделяются на эндогенные и экзогенные.

Эндогенные геологические явления происходят за счет внутренней тепловой и химической энергии Земли. К ним относятся: процессы горообразования, вулканизма и землетрясения. С этими явлениями связано образование магматических и метаморфических горных пород.

Экзогенные геологические явления происходят за счет лучистой энергии Солнца, внешней по отношению к Земле. К таким явлениям относятся: разрушение (выветривание) горных пород на поверхности Земли, деятельность вод суши и моря, ледников, ветра, деятельность организмов и др. Экзогенные явления сопровождаются образованием осадочных горных пород.

Связь и взаимодействие эндогенных и экзогенных явлений выражается в развитии рельефа земной поверхности. Эндогенные процессы создают основные неровности земной поверхности в виде материковых поднятий и океанических впадин, а также неровностей в виде горных сооружений и равнин, наблюдаемых на материках и на дне океанов. Под действием экзогенных процессов происходит разрушение горных пород и снос продуктов разрушения с приподнятых областей и отложение их в понижениях и впадинах.

Таким образом, экзогенные явления выравнивают земную поверхность и стремятся привести ее к одному уровню. Но сглаживание земной поверхности не наступает, так как эндогенные явления постоянно создают новые неровности и тем самым нарушают результаты выравнивания. Отсюда следует, что эндогенные и экзогенные явления в своем действии прямо противоположны. Результат борьбы этих противоположных явлений для отдельных отрезков геологического времени, выражается в особенностях состояния форм рельефа на поверхности Земли.

Экзогенные процессы во времени происходят непрерывно, эндогенные же проявляются неравномерно, прерывисто или ритмично. Ритмичные проявления эндогенных процессов в истории развития Земли выражаются в смене эпох, их усилении и ослаблении. Так, после протерозойской эры, в течение около 500 миллионов лет, отмечается четыре крупные эпохи интенсивного проявления эндогенных процессов: каледонская, герцинская, тихоокеанская и альпийская. Следует отметить, что усиление эндогенных процессов вызывает одновременно более интенсивное проявление экзогенных явлений.

Экзогенные явления на поверхности Земли происходят повсеместно, но, поскольку они связаны с лучистой энергией Солнца, проявление их имеет зональный характер. Так, в ледяной природной зоне на первое место выступает деятельность ледников: в пус-

тынях важным экзогенным деятелем является ветер; в природных зонах умеренных и тропических широт интенсивно проявляется деятельность проточных вод и организмов.

Эндогенные процессы в земной коре проявляются локально, т. е. в эпохи своего усиления они захватывают различные сравнительно небольшие области земной коры. Последние, проявляясь на поверхности Земли, ни в какой степени не связаны с природно-географическими зонами. Примером этого может быть Урало-Тяньшанское горное сооружение, образовавшееся в герцинскую эпоху усиления эндогенных процессов. Названное горное сооружение начинается на острове Новая Земля в ледяной природной зоне, пересекает тундровую зону (Полярный Урал), лесную зону (Северный и Средний Урал), зону степей и полупустынь (Южный Урал, Мугоджары, Казахская складчатая страна) и заходит в зону пустынь умеренного пояса (южные хребты Тянь-Шаня). Извержение вулканов и землетрясения происходят также на различных широтах и в различных природно-географических зонах, что, в свою очередь, указывает на азональность эндогенных явлений. Азональное проявление эндогенных процессов объясняется тем, что они вызываются внутренней энергией Земли, а солнечная энергия для них имеет косвенное значение.

Кроме различия и противоположных тенденций в действии эндогенных и экзогенных геологических процессов, они имеют и общие связи. Связующим между этими процессами являются гравитационные силы, которые играют весьма важную роль в явлениях горообразования, вулканизма и землетрясений, а при переносе продуктов разрушения горных пород — из областей более высоких в места более низкие — эти силы являются главными. Следовательно, практически не всегда имеется возможность провести резкую грань между эндогенными и экзогенными явлениями и, наоборот, не всякое геологическое явление легко может быть отнесено к той или иной категории. В каждом конкретном случае требуется изучение явления, всесторонний анализ — только это позволяет выяснить его эндогенную или экзогенную природу.

### 3. ТЕКТОНИКА И ГОРООБРАЗОВАНИЕ

Раздел общей геологии «Тектоника» изучает строение земной коры, виды ее движений, формы залегания горных пород и процессы горообразования.

Горообразование и движения земной коры являются причиной того, что на поверхности Земли имеется суша, расположенная выше уровня океана, с разнообразными формами рельефа. Если бы эти повторяющиеся движения прекратились, то под воздействием

выравнивания экзогенными процессами суша давно бы исчезла под водами Мирового океана и человеческая жизнь стала бы невозможной. Следовательно, проблема движения земной коры и горообразование представляют большой научный и практический интерес.

Движения земной коры, вызывающие изменения в ее строении, изменения форм залегания горных пород, и горообразование получили наименование тектонических движений.

Тектонические движения очень разнообразны, они совершаются очень медленно и поэтому их непосредственно наблюдать и изучать не всегда возможно. Но как ни медленны тектонические движения, в течение длительных отрезков времени они приводят к значительным последствиям, вызывают в земной коре и на ее поверхности изменения и оставляют после себя следы в виде нарушений в залегании горных пород, изменения положения береговых линий морей и даже изменяют распределение суши и моря. На основании изучения форм залегания горных пород и других изменений выделяют два вида тектонических движений:

- 1) по направлению движения вещества земной коры;
- 2) по результатам изменений в строении земной коры и в рельефе земной поверхности.

В первом виде различают в свою очередь горизонтальные и вертикальные движения.

При горизонтальных движениях массы земной коры перемещаются параллельно горизонту или поверхности Земли. Вызываются они растяжениями и сжатиями земной коры. При растяжениях в земной коре возникают разрывы, а при сжатии она сминается в складки с образованием надвигов. Горизонтальные движения именуют также тангенциальными движениями.

Вертикальные движения выражаются поднятием или опусканием (погружением) отдельных участков земной коры по радиусу земного шара, поэтому эти движения еще называют радиальными. С этими движениями на поверхности Земли связано образование высоких горных поднятий, глубоких океанских впадин и постоянное изменение в распределении суши и моря.

В ранние периоды развития геологии и до 30-х годов нашего столетия считали, что горизонтальные движения являются главными в образовании гор. Подтверждение этому находили в том, что в горных областях всюду наблюдали слои, смятые в складки. Однако, при более целеустремленном исследовании данного вопроса оказалось, что имеются горные системы с горизонтальным и полого наклоненным залеганием слоев, кроме того, установлены горные системы, в которых породы залегают в виде массивов, несминаемых в складки. Примером отмеченного характера строения являются горы бассейна реки Колорадо в Северной Америке,

горы Северного Кавказа в СССР, отдельные горные массивы Тянь-Шаня (хребет Могол-Тау у города Ленинабада) и др. Отсюда сделан вывод, что для горных областей складчатое строение не является обязательным. Непременным условием для развития гор оказывается не складчатое залегание слоев, а высокое положение области (с различным строением) над уровнем моря и расчленение ее с образованием хребтов и глубоких межгорных долин.

Высокое или низкое положение по отношению к уровню моря та или иная область приобретает вследствие вертикальных перемещений. Оценивая приведенные факты, большинство ученых в настоящее время вертикальные движения принимают за главные в образовании гор на поверхности Земли.

Во втором виде, с учетом особенностей движений во времени, выделяют орогенические и эпейрогенические тектонические движения.

С орогеническими движениями связывается формирование складок, разрывов, надвигов, глыбовых смещений, горного рельефа и интенсивных проявлений разнообразных форм вулканизма. Отмечается тесная связь и одновременность горизонтальных и вертикальных перемещений. Вертикальные движения характеризуются значительными скоростями и большими амплитудами. Значение горизонтальных движений и образование складчатых структур зависит от амплитуды и градиента поднятий и опусканий. Принимается периодичность орогенических движений и приуроченность их к определенным подвижным зонам земной коры. В результате этих движений создается горный рельеф, чем и определяется название этих движений: орогенические или горообразовательные.

К эпейрогеническим движениям причисляются медленные вертикальные движения небольшой амплитуды с малыми градиентами и весьма длительными периодами развития, которые охватывают обширные участки земной коры. С ними связаны трансгрессии и регрессии моря на материковые равнины, т. е. образование материалов, откуда и название: эпейрогенез, что значит континентообразование.

При определении нарушений и деформаций, которые возникают в процессе тектонических движений, исходят из первичных форм геологических тел, свойственных для различных горных пород. По форме геологических тел горные породы можно разделить на две большие группы: массивные и слоистые породы.

Массивные породы в большинстве случаев залегают в форме линзообразных или столообразных массивов, измеряемых в поперечнике горизонтального сечения единицами и десятками километров. Такие массивы образуются после затвердевания расплавленных масс магмы, внедряемой в верхние горизонты земной коры.

В массивных породах при деформациях образуются расколы и зоны дробления, которые не всегда ясно дают возможность определить характер и виды тектонических движений.

Слоистые породы образуются в результате прерывистого отложения минеральных осадков различного состава на дне озер, морей и океанов, а также при затвердевании лавовых покровов на земной поверхности. Слои горных пород при деформации приобретают вторичные формы залегания, по которым сравнительно легко определяются характер, виды и последовательность тектонических движений. Поэтому формы залегания слоев приобретают особую важность при изучении строения земной коры и тектонических движений.

Слоем называют тело однородной горной породы, ограниченное двумя параллельными плоскостями. Верхняя граничная плоскость носит название висячий бок, а нижняя — лежащий бок. Расстояние между граничными плоскостями определяет мощность (толщину) слоя, выражаемую обычно в метрах. Протяжение слоя параллельно граничным плоскостям может достигать десятков, сотен и тысяч километров.

Свита — группа разновозрастных слоев одинакового или разного состава, образовавшихся в сходных условиях.

Толща — совокупность слоев, объединяемых по какому-либо условному признаку: например, группа песчаных слоев разного возраста, объединяемая в песчаную толщу.

**Формы залегания слоев.** Различают следующие формы залегания слоев: ненарушенное, нарушенное, согласное и несогласное.

Ненарушенное залегание слоев является первичной формой, оно выражено тем, что слои залегают горизонтально, т. е. параллельно земной поверхности. Слоистые породы в подавляющем большинстве отложились на дне морей и океанов. Известно, что дно морей и океанов является почти горизонтальным или имеет наклон до  $2-3^\circ$  и только на небольших площадях он достигает  $7^\circ$  и больше. Горизонтальное — ненарушенное — залегание слоев свидетельствует о том, что после их образования земная кора в данном месте не подвергалась таким тектоническим движениям, при которых могла быть изменена первичная форма залегания слоев.

Нарушенное залегание является вторичным, оно характеризуется тем, что слои выведены из горизонтального положения и наклонены к горизонту под углом более  $2-7^\circ$  или сматы в складки. Такая форма залегания указывает, что в данном месте образования толщи или свиты слоев земная кора испытала тектонические движения, которые привели к образованию вторичных нарушенных форм их залегания.

Согласное залегание выражено тем, что слои свиты и толщи имеют параллельные границы. При этом они могут иметь не-

нарушенное или нарушенное залегание. Эта форма свидетельствует о том, что слои, залегающие согласно, в период своего образования и после находились в одинаковых условиях тектонических движений земной коры.

Несогласное залегание обнаруживается между двумя разновозрастными свитами; оно выражается тем, что слои вышележащей свиты образуют угол с нижележащей. Это так называемое угловое несогласие. Несогласное залегание отражает довольно сложную историю тектонических движений, которая схематически может быть представлена в такой последовательности. Земная кора подвергалась длительное время вертикальному опусканию под уровень моря, в течение этого времени отложилась нижняя свита. Последняя после своего образования претерпела нарушение залегания и вслед за этим была приподнята вертикальными движениями над уровнем моря в составе горной суши. Расчлененная горная страна экзогенными процессами была превращена в равнину, сложенную слоями с наклонным залеганием. Эта равнина снова опустилась под уровень моря, где на слои с наклонным залеганием отложились горизонтальные слои верхней свиты. После этого море отступило, а его дно обратилось в равнинную сушу, в которую врезались речные долины. Долины прорезали всю верхнюю и частично углубились в нижнюю свиту и при этом вскрыли угловое несогласие между свитами, которое стало доступным для наблюдения на их склонах. В земной коре может одновременно наблюдаться два, три и более угловых несогласий, следующих один за другим в вертикальном разрезе.

Совокупность угловых несогласий между слоистыми породами различного возраста отражает прерывистый характер эндогенных явлений и смену одних видов тектонических движений другими.

Горизонтальные слои имеют площадное распространение, т. е. имеют непрерывное протяжение во все стороны. В вертикальном разрезе такие слои приурочены к определенному высотному горизонту. Наклонные пласты имеют более сложное геометрическое положение в пространстве. Если наклонный пласт уподобить плоскости, то его выход на земной поверхности будет иметь вид линии, а не площади с неправильным очертанием, как это свойственно для слоев с горизонтальным залеганием. Положение наклонного пласта в пространстве определяется следующими элементами залегания: простирание, направление падения и угол падения.

Простирание — это по существу линейное протяжение наклонного пласта, ориентированное по отношению к странам света. Практически простирание определяет азимут горизонтальной линии (линии простирания) на поверхности наклонного пласта.

Направление падения с линией простирания образует прямой угол. Направление падения определяется величиной ази-

мута линии, перпендикулярной к простиранию (линии падения), направленной в сторону наклона пласта.

Угол падения — это двугранный угол, образуемый поверхностью наклонного пласта и горизонтальной плоскостью. Величина угла падения варьирует от 0 до 90°. Пласты с углом падения до 15° называются слабо наклонными, от 15 до 45° — полого падающими, от свыше 45 до 80° — круто наклонными, от 80 до 90° — вертикальными, или поставленными на голову.

Элементы залегания наклонных пластов определяются в поле при геологических исследованиях с помощью горного компаса. Устройство последнего и определение элементов залегания разбирается в руководстве к практическим занятиям по геологии.

Представление о геометрии горизонтальных и наклонных слоев имеет важное значение при составлении геологических карт и разрезов.

Нарушение первичного залегания слоев или дислокации происходят при орогенических и эпейрогенических движениях. Дислокации различают двух видов:

1) пликативные, образуемые без разрыва сплошности слоев; например складки;

2) дизъюнктивные или разрывные, для которых характерными представителями будут сбросы, надвиги.

**Орогенические движения** сопровождаются ясно выраженными формами дислокаций; в связи с этими движениями образуются: складки, надвиги, моноклинали, сбросы, флексуры и др.

Складкой называют один полный перегиб слоев в обратное падение. Эта форма дислокаций характерна для слоистых пород. В идеальной форме складки в поперечном разрезе представляют собой многократный изгиб пласта (пластов) в виде синусоиды. Однако идеальная форма складок встречается как исключение.

В складках различают такие части: замок, крылья, ядро и осевая плоскость.

*Замок* занимает место перегиба слоев в складке. *Крылья* или *бока* располагаются по двум сторонам складки и составляют ее плоские, неизогнутые части. *Ядро* занимает внутреннюю часть складки. *Осевая плоскость* делит складку на две равные и симметричные части. Линия, образуемая пересечением этой плоскости с граничной поверхностью пласта по ее перегибу, называется осью складки. Проекция оси складки на горизонтальную плоскость образует линию простирания складки. По тому, куда направлено падение крыльев, к замку или от него, различают два вида складок:



1) антиклинальная складка (антиклиналь) — крылья падают от замка, ядро сложено более древними, а крылья — более молодыми слоями пород, выпуклый изгиб обращен кверху;

2) синклинальная складка (синклиналь) — крылья падают к замку, ядро сложено более молодыми, а крылья — более древними породами, выпуклый изгиб обращен книзу.

По расположению осевой плоскости различают следующие формы складок: прямые, наклонные, лежащие, изоклинальные, веерообразные и др.

*Прямые* складки — имеют симметричное расположение крыльев, осевая плоскость с горизонтальной поверхностью образует прямой угол. *Наклонные* складки — осевая плоскость с горизонтом образует косой угол, крылья имеют разные углы падения. *Лежащие* или *опрокинутые* складки — осевая плоскость и крылья залегают почти горизонтально. *Изоклинальные* складки — осевые плоскости и крылья складок почти параллельны, а падение тех и других направлено в одну сторону. *Веерообразные* складки — осевые плоскости имеют веерообразное расположение.

Отдельная складка в пространстве имеет форму лодки, полая часть которой заполнена изогнутыми слоями. Синклинальная складка подобна лодке в обычном положении, антиклинальная — перевернутой вверх дном. Исходя из такой формы в складках различают: длину, ширину и высоту. Длину складки обозначим буквой  $b$ , она изменяется от нескольких метров до нескольких сот километров. Ширина складок может быть обозначена буквой  $c$ , ее величины варьируют от единиц до десятков километров. Высоту складки обозначим буквой  $a$ , ее величина изменяется от нескольких метров до нескольких километров. По величине отношения между длиной и шириной выделяют следующие формы складок в плане: линейные складки  $b:c > 5$ ; овальные складки  $b:c = 2 \div 5$ , их называют еще брахискладками; куполообразные складки  $b:c < 2$ . Линейные складки вытянуты в плане, они образуются в областях орогенических движений. Куполообразные складки в плане имеют часто неправильную форму с лопастным очертанием, а их образование связано с эпейрогеническими движениями.

Одиночные складки наблюдаются редко. Обычно они располагаются группами, образуя в земной коре складчатые области, примером которых являются: Урал, Кавказ, Альпы, Аппалачи, Донбасс и др. В складчатых областях линейные складки закономерно ориентированы в определенном направлении и в плане имеют куполообразное расположение. На фоне крупных складок первого порядка развиты более мелкие складки второго и третьего порядков. Крупные антиклинальные складки, усложненные вто-



ричными, называет антиклинориями, а синклинальные — синклинориями.

Механизм образования складок полностью еще не выяснен. Разнообразные геологические условия нахождения складчатых дислокаций служат указанием на то, что изгиб слоев в складки может осуществляться несколькими способами. В самых общих чертах отметим, что складки образуются при горизонтальном движении, сжатии и пластическом течении масс. На это указывают: наличие наклонных и лежащих складок, наличие складчатых зон, зажатых между жесткими массивами и, наконец, развитие сложной складчатости в толщах пластичных пород, тогда как рядом лежащие жесткие породы складчатостью почти не затронуты. Складки с широким заложением и неправильной формы в плане образуются при вертикальных движениях. Таким образом, складчатые формы дислокаций, наблюдаемые в горных породах, имеют разнообразное происхождение.

Изучение строения земной коры показало, что породы, ее составляющие, повсеместно изогнуты в складки разнообразных видов и форм. В одних областях преимущественно развиты узкие складки, в других складки с широким заложением и очень пологим падением крыльев. Географическое размещение различных видов форм складчатых дислокаций имеет прямое отношение к распределению поверхностных и подземных вод. Кроме того, взаимосвязь подземных и поверхностных вод, выражается в одних случаях питанием рек за счет подземных вод и, наоборот, в других случаях, определяется тем, в какие виды складок или в какие их части врезаны речные долины.

Надвиги — разрывные нарушения, сопровождаемые продвижением всякого крыла на лежащее. В вертикальном разрезе эти дислокации отличаются налеганием древних пород на более молодые, а также тем, что плоскость разрыва и смещения имеет пологое падение — менее  $35^\circ$ . Надвиги вызываются горизонтальными перемещениями, поэтому они наблюдаются в складчатых областях, где их развитие следует за складкообразованием, являясь результатом действия тех же сил. Однако эти нарушения могут накладываться на складчатые комплексы и образуются в массивных породах, т. е. независимо от складчатости. Величина смещений в надвигах измеряется километрами. Нарушения этого типа со смещениями в несколько десятков километров называют «покровы» или «шарьяжи». В покровах перемещение масс происходит почти по горизонтальным поверхностям, с наклоном менее  $10^\circ$ . Нарушения в виде покровов сначала были обнаружены в Альпах, а затем в других складчатых горных областях.

Моноклинали или моноклиналильные структуры выражены пологим наклоном слоев в одну сторону на большом

протяжений (десятки и сотни километров). При следовании поперек простирания моноклиналиных структур в сторону падений прослеживается смена пород от древних к более молодым и наоборот. Моноклинали часто представляют собой одно крыло большой широкой складки, другое крыло которой перестроено последующими движениями или закрыто. Примером моноклиналиных структур в СССР являются Крымские горы, горы Северного Кавказа и др. В областях с моноклиналиным залеганием наблюдается своеобразное развитие рельефа и речных долин как в плане, так и в поперечном профиле.

Сбросом называется разрыв земной коры с вертикальным смещением. В сбросах различают сбрасыватель и крылья. *Сбрасыватель* — это трещина разрыва, по которой происходит смещение блоков земной коры, он представляет собой наклонную плоскость с крутым (более  $45^\circ$ ) углом падения, выходящую на поверхность в виде линии сброса. Наклонная плоскость сбрасывателя разделяет блоки земной коры, которые называют *крыльями сброса*. Крыло, расположенное выше наклонной плоскости сбрасывателя, получило название *висячее крыло*, а расположенное ниже — *лежащее крыло*.

Разрывное нарушение данного типа, у которого при вертикальном смещении опущено висячее крыло, называют типичным сбросом, а если это крыло приподнято — взбросом. Взбросы имеют некоторое сходство с надвигами, но отличаются от них крутым падением плоскости разрыва и смещения.

В земной коре наблюдаются одиночные или простые и групповые или сложные сбросы. В природе большей частью распространены сложные сбросы, а простые встречаются редко. В группе сложных сбросов различают несколько видов, а именно: ступенчатые сбросы, горсты и грабены. *Ступенчатые* сбросы состоят из нескольких параллельных сбросов, крылья которых последовательно смещены по плоскостям разрыва, падающих в одном направлении. *Горсты* — это приподнятые блоки, ограниченные по сторонам системой ступенчатых сбросов. *Грабены* являются впадинами, образующимися в результате сбросовых опусканий глыб между приподнятыми блоками. Горсты и грабены встречаются совместно, образуя сложные системы.

Сбросовые дислокации в земной коре имеют очень широкое распространение. Они отражаются в современном рельефе. Например: Абиссинские горы, массивы Шварцвальд, Вогезы и др. являются горстами. Впадины озер Африки, озера Байкал, Мертвого моря, средней части долины реки Рейна и многие другие представляют собой грабены.

Сбросовые трещины служат путями выхода из глубин на поверхность расплавленной магмы, горячих минеральных источников

и обычных подземных вод. На поверхности по сбросовым трещинам располагаются речные долины и вытянутые цепи озер. Таким образом, изучение сбросовых дислокаций имеет прямое отношение к вопросам познания форм рельефа и размещения гидрографической сети на поверхности.

**Эпейрогенические движения**, как уже отмечено, совершаются медленно и спокойно, охватывая обширные территории. Они не вызывают коренной перестройки земной коры и резких нарушений первичных форм залегания слоистых толщ. Однако эпейрогенические вертикальные движения сопровождаются изгибом горизонтальных слоев земной коры в пологие и широкие волны-складки, с наклоном крыльев до 2—3°, которые свойственны равнинным областям материков. Сопоставляя волны-складки с антиклиналями и синеклиналями, их соответственно называют антеклизами и синеклизами. Примерами таковых в пределах Восточно-Европейской равнины являются: Воронежская антеклиза, Московская синеклиза и др. Известны связанные с эпейрогеническими движениями разрывные нарушения типа сбросов и излияние основных лав, а также редкие интрузии щелочных и основных магм.

Эпейрогенические движения имеют колебательный характер. Они вызывают перемещение береговых линий древних и современных морей, поэтому являются почти единственной формой тектонических движений, которые доступны для непосредственных наблюдений. Еще в древности было замечено, что береговые линии морей не остаются на одном месте: то они перемещаются в сторону суши — трансгрессия моря, то береговые линии перемещаются в сторону моря — регрессия моря. Первоначально перемещение береговых линий объясняли изменением количества воды в Мировом океане в связи с переменами климата, называя эти колебания уровня моря эвстатическими. Однако точные шведские и русские наблюдения 1831—1834 гг. показали, что причина перемещения береговых линий, кроме эвстатических колебаний, лежит в поднятии и опускании берегов суши. Так, отступление северной береговой линии Балтийского моря было объяснено поднятием Скандинавского полуострова, а наступление на сушу южной береговой линии — опусканием побережья материка Европы.

В результате взаимодействия суши и моря у берегов формируется ряд признаков, которые указывают на поднятие или опускание прибрежной суши и тем самым — на наличие эпейрогенических движений. Подтверждаются и количественно определяются эти движения точными геодезическими измерениями.

**Признаки поднятия морских берегов:**

1. Наличие древних береговых линий выше уровня моря. Древние береговые линии на крутых и пологих берегах выражаются различно. У крутых скалистых берегов прибором на уровне моря

вымываются углубления — волноприбойные ниши. При поднятии берега такие ниши в виде горизонтальных линий будут располагаться выше уровня моря. У пологих берегов прибоем на уровне моря развивается ровная площадка — пляж, которая при поднятии берега выходит из зоны прибоя, образуя ступеньку террасы, а на уровне моря формируется новая площадка и т. д. Таким образом, наличие площадок-террас выше уровня моря указывает на поднятке пологих берегов.

2. Нахождение коралловых построек на глубинах менее 40 м и выход их на сушу достоверно указывает на поднятие берегов и осушение дна моря. Коралловые постройки нормально развиваются на глубинах 40—60 м и поднимаются до уровня моря. При поднятии морского дна они выходят из-под уровня моря, а при его осушении оказываются расположенными на суше.

3. Развитие прибрежных мелей, увеличение прибрежных островов, исчезновение приливов, переход островов в полуострова и др.

4. Исторические данные. Известно, что ряд пристаней и причалов в Ботническом заливе стали недоступными вследствие обмеления моря или оказались удаленными от берега, как, например, город Упсала — древняя столица и гавань Швеции.

Признаки опускания морских берегов менее доступны для наблюдения, поскольку значительная часть морфологических новообразований на берегах при этом уходит под уровень моря. Наиболее достоверными признаками считают:

1. Наличие подводных ступеней материковых террас. Последние обнаруживаются проведением глубинных промеров и составлением карты рельефа дна прибрежной части моря.

2. Коралловые постройки, расположенные на глубинах более 60 м. При медленном опускании морского дна кораллы успевают наращивать свои постройки до уровня моря и все время сохранять при этом свои деятельные колонии на глубинах до 40—60 м. Ниже этих глубин располагаются отмершие известковые скелеты кораллов. Бурением установлено, что коралловые рифы Бермудских островов располагаются на глубинах более 300 м. Эти данные свидетельствуют, что цоколь коралловых построек в начале образования рифов в указанном месте был на глубине 40—60 м, а затем он опустился вместе с коралловой постройкой на глубину более 300 м.

3. Подтопление низовьев рек и образование лиманов. Лиманы представляют собой значительные расширения русел в низовьях рек. Они образуются вследствие опускания прибрежной суши и подпора речного стока морскими водами. Лиманы ясно выражены в низовьях рек на всем протяжении северных побережий Черного и Азовского морей, свидетельствуя об опускании суши названных побережий. При длительном опускании происходит затопление

площадей суши вместе с речными долинами. Последние прослеживаются под уровнем моря на сотни километров от берега. Затопленные долины установлены на продолжении рек Эльбы, Рейна, Конго, Амура и многих других.

4. Исторические данные. На полуострове Корнуэльс затоплены морем древние рудники; в городе Равенне (Италия), расположенном на берегу Адриатического моря, имеется старинная мостовая, которая сейчас находится под уровнем моря, и т. д.

География современных эпейрогенических движений. Путем использования признаков поднятия и опускания с применением геодезических измерений в настоящее время для многих участков земной коры удалось составить карты распределения современных вертикальных движений. Наиболее полно такая карта составлена для территории СССР. По данным карты, наша страна разделяется на (до 20) участки, испытывающие вертикальные движения различных направлений и скорости. Горные области и возвышенности всюду испытывают поднятие, тогда как низменные равнинные участки, почти всюду подвержены опусканию. Таким образом, отражается связь рельефа с современными вертикальными движениями, которые наблюдаются повсеместно.

В Европе современные движения наилучше изучены в Скандинавии, которая является классической страной поднятия. На ее берегах устанавливается до пяти древних береговых линий. Высшая береговая линия приподнята на 176 м над современным уровнем моря, а самая нижняя — всего на 5 м. Наибольшая скорость поднятия фиксируется в центральной части страны, в вершине Ботнического залива у города Ротан, где она достигает величины 10 мм в год. К краям Скандинавии скорость постепенно уменьшается. На острове Котлин, у г. Кронштадта, она выражается величиной 3 мм в год, а в районе г. Копенгагена уже происходит опускание со скоростью 0,65 мм в год. Северное побережье Франции, Бельгии и Голландии, а также южное побережье Великобритании опускаются. В Голландии за столетие, с 1800 по 1900 г., опускание исчисляется в 300 мм, тогда как Шотландия и горы Арденны, Рудные и Гарц поднимаются. Следовательно, пролив Ламанш, Северное море, Балтийское море располагаются в полосе современных опусканий. Берега Гибралтарского пролива, острова Балеарские и Мальта поднимаются со скоростью до 100 мм в год. Остров Крит наклоняется: западный конец его поднимается, а восточный опускается.

В Африке западные и восточные берега, вероятно, поднимаются, а побережье Гвинейского залива находится в состоянии опускания.

Берега Австралии почти всюду обнаруживают следы опускания. То же наблюдается на западных берегах островов Новой Зе-

ландии, Новой Каледонии и Новой Гвинеи. Восточные берега этих островов находятся в состоянии поднятия. Острова Малайского архипелага поднимаются.

Берега Азии имеют сложный характер движений: опускания приурочены к низменным побережьям, а поднятия к возвышенным.

В Северной Америке западные и северные берега, включая полуостров Лабрадор, испытывают поднятие, а юго-восточное побережье опускается. На Аляске древние береговые линии обнаружены до 1500 м над уровнем моря. У Нью-Йорка опускание происходит со скоростью 2,3 мм в год.

В Антильском архипелаге происходят поднятия.

Берега Южной Америки во многих местах гор и возвышенностей несут следы поднятий, причем высота древних береговых линий уменьшается к экватору. В Боливии новейшие поднятия доказаны до 4000 м; в Бразилии и Патагонии террасы достигают высоты 300 м. Побережья Оринокской, Амазонской и Лаплатской низменностей несут признаки опусканий.

Дно океанов также испытывает колебательные вертикальные движения, о чем свидетельствуют соответствующие признаки на берегах океанических островов.

Вертикальные движения, как это видно из предыдущего изложения, играют роль в образовании рельефа земной поверхности, распределении суши и моря, а, следовательно, оказывают влияние на изменение климата и эволюцию органического мира. Эти движения имеют также большое практическое значение. Поднятия и опускания земной поверхности изменяют режим рек, а также приводят к изменению направления их течения и перестройке гидрографической сети в целом. Эпейрогенические движения происходят медленно, несмотря на это их значение обязательно должно учитываться при строительстве портов, оросительных и судоходных каналов и других гидротехнических сооружений.

**Тектонические области.** По особенностям строения и видам движений в земной коре выделяется два типа тектонических областей: платформы и геосинклинали.

**Платформы** — это жесткие устойчивые массивы в земной коре. Для них характерны вертикальные колебательные движения малой скорости и небольшой амплитуды, вследствие чего эти области в рельефе выражены равнинами. На сжатия и горизонтальные напряжения платформы реагируют как единые жесткие массы, а потому здесь линейные складки отсутствуют — они здесь не образуются.

Для платформ в вертикальном разрезе характерно двухъярусное строение: верхний ярус, более молодой, называемый чехлом, сложен осадочными породами, залегающими в общем горизон-

тально; нижний же ярус, более древний, называемый фундаментом платформы, соответствует более ранней геосинклинальной стадии развития данного участка земной коры и образован породами, сложно смятыми в складки, метаморфизованными и часто пронизанными магматическими внедрениями. Отложения верхнего яруса платформ отличаются малыми мощностями, по сравнению с одновозрастными отложениями в геосинклиналях. Для платформ характерны очень пологие и широкие волны-складки, известные под названием антеклизы и синеклизы, имеющие сотни и тысячи километров в поперечнике, при вертикальных амплитудах до 2—3 км и редко до 5—6 км. Такие пологие изгибы образованы медленными эпейрогеническими движениями, свойственными платформенным областям. В пределах последних в процессе эпейрогенических движений образуются мелкие моря и низменные пространства суши. Благодаря равнинному рельефу уже небольшие поднятия и опускания в области платформ приводят к обширным отступаниям и наступаниям (регрессиям и трансгрессиям) морей. Однородные по составу слои осадочных пород на платформах распространяются на очень больших площадях. Некоторые осадочные породы образуются только в платформенных морях: белый пишущий мел, диатомиты, фосфориты, чистые кварцевые песчаники и др. Довольно широко распространены на платформах разрывные дислокации, главным образом сбросы, иногда большой амплитуды — до 1—2 км. Примером их могут быть Восточно-Африканские сбросы, которые простираются от Мертвого моря на севере до реки Замбези на юге на протяжении до 6000 км. По таким крупным разрывам платформ в разное время происходили покровные излияния основных лав в Африке, Сибири, Индостане, Бразилии и др.

По особенностям строения в пределах платформ выделяются так называемые щиты и плиты. Части платформ, лишенные покрова осадочных пород, где на поверхность выходит древний кристаллический фундамент, называют щитами (Балтийский щит, Канадский щит и др.). Части платформ, где в строении участвуют оба яруса, т. е. древний фундамент и более молодой чехол с горизонтальным залеганием, называют п л и т а м и.

Платформы являются ядрами современных материков и занимают их равнинные пространства. Названия платформ происходят от материков или стран, на них расположенных. В земной коре выделяются такие платформы: Канадская, Русская, Сибирская, Китайская, Индостанская, Бразильская, Африкано-Аравийская, Австралийская, Антарктическая.

Геосинклинальные области — подвижные зоны земной коры, в которых тектонические движения зоны орогенического



С типа и магматические явления отличаются большой интенсивностью.

Под названием геосинклинальных областей понимаются такие участки земной коры, которым свойственна особенно сильная и многообразная подвижность. Колебательные вертикальные движения в этих областях имеют очень большую скорость и амплитуду. Поднятия и опускания всей области сопровождаются раздроблением последней на отдельные глыбы, движущиеся с весьма различной быстротой, а иногда в различных направлениях. Эти различия в движениях отдельных участков имеют следствием распадение геосинклинальных областей на ряд впадин и поднятых глыб, что обуславливает резко выраженный рельеф поверхности. Особенно характерны для геосинклинальных областей движения, способствующие возникновению складчатости в слагающих их породах. Геосинклинальным областям, далее, свойственно весьма широкое развитие вулканизма, проявляющегося как в эффузивной, так и в интрузивной формах. В связи с наличием резко выраженного рельефа и существованием горных массивов отложение осадков во впадинах геосинклинальных областей совершается особенно интенсивно и здесь накапливаются особенно мощные толщи осадочных пород.

В развитии геосинклинальных областей выделяются две стадии. В первую стадию геосинклинальная область подвергается опусканию и представляет собой морской бассейн, в котором накапливаются очень мощные толщи осадочных пород до 15—20 км. Накопление осадочных пород перемежается с огромными подводными излияниями лав. Во второй стадии в геосинклинальной области происходит, главным образом, поднятие, одновременно с этим осадочные толщи пород сминаются в линейные складки и в них внедряются крупные гранитные массивы.

В связи с поднятием и складкообразованием море отступает, а геосинклинальная область постепенно превращается в складчатую горную сушу. В последней, в связи с дальнейшим поднятием, происходят глубокие разрывы, к которым приурочены вулканические извержения. Таким образом, во вторую стадию на месте прогибающегося морского геосинклинального бассейна возникают высокие складчатые горы, в вертикальном разрезе которых ярусное строение не обязательно.

Интенсивные тектонические движения и вулканическая деятельность сопровождаются активными геохимическими процессами. Эти процессы приводят к образованию разнообразных рудных и нерудных полезных ископаемых, особые типы которых свойственны геосинклинальным областям.

После протерозойского времени в земной коре выделяется ряд геосинклинальных областей, которые в разные геологические перио-

ды испытали горообразование и теперь на земной поверхности выражены горными областями различной высоты. Главнейшие послепротерозойские геосинклинальные области: Кордильерская, Аппалачская, Каледонская, Урало-Тяньшанская, Восточно-Азиатская и Средиземноморская.

Геосинклинальной областью, в настоящее время находящейся в первой стадии развития, многие ученые считают Малайский архипелаг, где расчлененный рельеф развит чрезвычайно и проявляются интенсивно тектонические движения и вулканизм.

Платформенные и геосинклинальные области, как показывает история развития земной коры, не являются постоянными и неизменными. Каждой геологической эпохе свойственно особое расположение тектонических областей земной коры. Геосинклинальные области после складчатости и магматических внедрений, иногда многократных, в конце концов утрачивают свойственную им подвижность и переходят в жесткие массивы, которые после образования на них горизонтального осадочного покрова становятся складчатым фундаментом платформы.

Таким образом, возникновение складчатости фундамента платформ относится к геосинклинальной стадии развития земной коры данного участка; в образовании горизонтального покрова осадочных пород, залегающего на фундаменте несогласно, — к платформенной стадии.

Обширный массив земной коры площадью свыше 22 млн. км<sup>2</sup>, на котором расположен СССР, обладает очень большим разнообразием геологического строения. В состав этого массива входят Русская и Сибирская платформы (со щитами Балтийским, Украинским, Анабарским и Алданским), Урало-Тяньшанская геосинклинальная область, части Средиземноморской геосинклинальной области (Крым, Кавказ, Копет-Даг) и Восточно-Азиатской геосинклинальной области (горные сооружения Дальнего Востока).

Разнообразием геологического строения обширной территории обусловлено разнообразие и большие запасы минеральных ископаемых (нефть, уголь, черные, цветные, благородные и редкие металлы, химическое сырье, подземные воды и каменные строительные материалы), которые составляют базу построения коммунистического общества в СССР.

**Гипотезы горообразования.** В течение развития геологии как самостоятельной науки высказано много гипотез по вопросу причин и природы горообразования. Однако до настоящего времени нет ни одной из них общепринятой. Все высказанные гипотезы по данному вопросу можно разделить на две группы. Одни гипотезы пытаются сложный процесс горообразования свести к горизонтальным движениям и складкообразованию и потому стремятся объяснить причины горизонтальных движений. Другие делают по-

пытку объяснить процессы горообразования вертикальными движениями, горизонтальные движения и складкообразование ими рассматриваются как сопутствующие явления.

В последнее десятилетие выделились две ведущие гипотезы, пользующиеся переменным успехом: 1) гипотеза дрейфа материков и 2) гравитационная гипотеза.

Гипотеза дрейфа материков была выдвинута в 1912 г. немецким ученым А. Вегенером и изложена им в книге «Происхождение материков и океанов». Исходным аргументом для создания гипотезы явился параллелизм западных и восточных берегов Атлантического океана. Вегенер предположил, что вначале Северная Америка, Европа, Южная Америка, Африка и Антарктида были объединены в один материк. Затем этот материк распался, а отдельные его части раздвинулись и при этом образовался Атлантический океан. В дальнейшем подтверждение сухопутной связи материков стали находить в сходстве геологического строения раздвинувшихся материков, в сходстве их древних климатов, животного и растительного мира. Несколькими годами позже было установлено, что материк состоит из легких гранитных масс, погруженных в более тяжелую базальтовую постель и верхнюю мантию. Этот факт явился дальнейшим подтверждением гипотезы, позволившей сравнивать материки с плавающими ледяными айсбергами. В связи с горизонтальным перемещением материков в их передовых частях происходит образование складчатых гор (Кордильеры и Анды Северной и Южной Америки), а в тыловых частях, вследствие опрыва, — образование островов. Гипотеза Вегенера на протяжении пятнадцати лет после ее опубликования увлекла внимание ученых всего мира, но в 30-х годах увлечение сменилось охлаждением и ее стали забывать. В 50-х годах, в связи с новыми достижениями геологии и геофизики в вопросах изучения строения дна океанов и палеомагнитных явлений в горных породах, появились факты, объяснение которых предполагает дрейф материков. Рассмотрим один из таких фактов.

Ферромагнитные минералы, выделяемые из лав при их охлаждении или осаждаемые из воды при накоплении осадков на дне морей, приобретают ориентировку в соответствии с направлением силовых линий древнего магнитного поля Земли. Приобретенная магнитная ориентировка минералов в горных породах сохраняется миллионы и миллиарды лет, если породы не подвергаются переплавлению и тектоническому нарушению их первичного залегания. Открытие в горных породах своего рода «магнитной памяти» дает возможность по данным измерения ориентированных образцов пород определить положение магнитных полюсов Земли для разных эпох геологического прошлого. Определения подобного рода показывают, что местоположения магнитных (а, следовательно, и гео-

графических) полюсов одних и тех же эпох для разных точек одного материка обнаруживают довольно хорошее совпадение. Но такие же определения положения полюсов для разных континентов, наоборот, дают значительные расхождения, причем эти расхождения увеличиваются от более поздних к более древним эпохам. Совмещение полюсов, которые определялись по разным континентам для одних и тех же эпох, приводит к объединению их в единый континентальный массив. Отсюда принимается, что несоответствие полюсов разных континентов находит одно удовлетворительное объяснение: должно было происходить горизонтальное расплывание материков, ранее находившихся вместе.

В настоящее время делается попытка объяснить причину горизонтального перемещения материков конвекционными течениями подкровного вещества.

Гравитационная гипотеза принимает очевидным представлением о том, что складчатые дислокации являются лишь частностью на общем фоне процесса деформации горных пород в земной коре. Такие дислокации образуются только в слоистых породах под воздействием соответствующим образом ориентированных сил. В неслоистых породах, например в интрузивных массивах складки не образуются и деформации имеют другой характер, несмотря на то, что такие массивы находились в одном поле напряжений вместе со слоистыми породами, подвергшимися при этом складчатым дислокациям. Более общим проявлением тектонических деформаций принимается выжимание пород из одних мест и нагнетание их в другие места. Материал при этом перемещается в земной коре и форма его залегания меняется. Такое проявление деформаций является общим как для слоистых толщ, так и неслоистых массивов; оно охватывает соляные купола, тектонические покровы и слоистые, уже смятые в складки, толщи. Выжимание и нагнетание может проявляться в самых различных масштабах, что создает разнообразные структурные формы: от крупнейших (региональных) покровов до раздавливания и разлинования отдельных слоев. Деформации выжимания и нагнетания разных масштабов накладываются один на другой, как образования разных порядков. Тектонические деформации выжимания и нагнетания вызываются гравитационными силами. Возникновение последних предположительно объясняется тем, что в земной коре происходят процессы, ведущие к возникновению в определенных зонах (в геосинклинальных поясах) инверсий плотностей, т. е. условий, когда материал меньшей плотности оказывается лежащим под материалом с большей плотностью. Такое расположение механически неустойчиво, оно скоро может быть нарушено и тогда начинается движение — легкий материал будет всплывать, а тяжелый погружаться. Площадь, охваченная инверсией плотности,

разделяется на ячеи, в центре и по периферии которых материал движется в противоположных направлениях: либо легкий материал поднимается в центре, а тяжелый опускается в краевых частях, либо наоборот. Наличие параллельных линий разлома в земной коре должно вести к линейной ориентировке зон попружения и всплывания. Возникновение инверсий плотности в земной коре может вызывать различные процессы. Они могут быть связаны с накоплением осадочных толщ, с метаморфизмом пород, с вулканизмом и тектоническими явлениями, а также с процессами дифференциации вещества верхней мантии. На основе гравитационного механизма всплывания и попружения рядом лежащих частей геосинклиналиальных зон делается попытка создать модель складчатых зон с образованием изоклинальной складчатости покровов, а также поднятия складчатых областей высоко над уровнем моря и развития горных областей.

Рассмотрение гипотез горообразования показывает, что для создания теории горообразования требуется привлечение тесно связанных между собой наук о Земле — геологии, геофизики, геохимии, геодезии, палеонтологии, климатологии, палеогеографии и др. Более того, теория горообразования связывается с проблемой образования земной коры и разделения ее на материковую и океаническую. Решение этой проблемы упирается в выяснение процессов, происходящих в верхней мантии. По данному вопросу уже сделано много экспериментальных работ и теоретических выводов, но для их проверки и создания единой теории требуется вскрытие верхней мантии путем проведения сверхглубинного бурения.

#### 4. ВУЛКАНИЗМ

Под вулканизмом понимается совокупность процессов образования, перемещения и внедрения магмы в глубинах земной коры или излияние ее на поверхности в виде лавы.

Магма представляет собой сложный силикатный расплав, насыщенный газами. Последние в магматическом расплаве создают высокое внутреннее давление, тем самым придавая ему активность в движении и химическом взаимодействии с окружающими породами.

В составе магмы особое значение имеет окись кремния, содержащаяся в количестве от 35 до 80%; газы составляют до 10%, а остальное приходится на долю металлов, из которых главными являются: алюминий, железо, магний, кальций, натрий, калий. Остальные химические элементы содержатся в незначительных количествах.

Лава — это магма, вышедшая на поверхность, потерявшая значительную часть своих газов и активность в перемещении. Лава после выхода пассивно растекается вниз по уклону поверхности.

**Виды вулканизма.** В зависимости от характера движения магмы и особенностей ее проникновения в земную кору или достижения земной поверхности различают два вида вулканизма: интрузивный и эффузивный.

**Интрузивный вулканизм.** Магма, поднимаясь из глубин Земли, в большинстве своем не достигает ее поверхности, а на различных глубинах внедряется в земную кору и образует магматические бассейны. Последние медленно остывают и превращаются в твердые интрузивные тела — массивы различной величины и формы. В зависимости от размеров, условий образования и соотношения с вмещающими горными породами, различают ряд форм интрузивных массивов: батолиты, штоки, лакколлиты и дайки.

**Батолиты** — это крупные интрузивные массивы, в горизонтальном сечении на поверхности их площадь измеряется сотнями и тысячами квадратных километров. Вниз они уходят на неизвестную глубину, их стенки круто наклонены и секут границы вмещающих пород. Батолиты слагаются однородными породами, в большинстве случаев гранитами, залегающими в осевых частях складчатых зон, вытянутых параллельно простиранию горных цепей. Примером батолитов служат гранитные массивы Урала, Тянь-Шаня, Алтая и других складчатых горных областей. Условия образования батолитов до настоящего времени недостаточно выяснены. Интересно отметить, что породы, вмещающие батолиты, не имеют деформаций и нарушений, вызванных воздействием внедрявшихся масс. Учитывая это положение, одни исследователи полагают, что батолиты возникли из гранитной магмы, которая при движении вверх сама образовала себе полость путем обрушения кровли твердых пород и при последующем их переплавлении. Другие исследователи полагают, что образование огромных батолитов происходит на больших глубинах, в прогибах геосинклинальных зон, за счет переплавления и превращения осадочных пород песчано-глинистого состава в гранит. Такое возникновение гранитных массивов на месте залегания осадочных пород, без видимых нарушений их залегания, известно в геологии как явление *гранитизации*.

**Штоки** представляют собой интрузивные тела столбообразной формы, по очертанию и соотношению с вмещающими породами сходные с батолитами. Штоки от батолитов отличаются условиями образования и малыми размерами, площадь их поперечного сечения не превышает 100 км<sup>2</sup>. Образуются они при внедрении магмы в местах пересечения расколов земной коры.

*Лакколиты* имеют караванеобразную форму, их размеры в горизонтальном сечении относительно невелики и находятся в пределах 100—200 км<sup>2</sup>. Лакколиты залегают и образуются на небольшой глубине путем внедрения магмы между двумя толщами или свитами пород. Пространство для этих интрузивных тел освобождается под напором магмы, которая, внедряясь, поднимает слои кровли в виде купола. Поверхность лакколитов следует параллельно границам вмещающих пород, которые их облекают снизу и сверху. Лакколиты получают питание магмой через особый канал, соединяющий его с магматическим очагом.

Магма, внедряясь между двумя толщами, кроме лакколитов, может образовать тела пластовой формы — пластовые интрузии, или тела сложных и неправильных очертаний, которым присваиваются разные названия.

Лакколиты встречаются в одиночку и группами. Хорошо известными примерами являются лакколиты района Минеральных Вод на Северном Кавказе — горы Бештау, Машук, Змейка, Железная и др. В Крыму гора Аю-Даг на берегу Черного моря, у подножья которой расположен пионерский лагерь Артек.

*Дайки* образуются при внедрении магмы в трещины разрывных дислокаций. Эти интрузивные тела имеют пластообразную форму, их мощность изменяется от 1 до 50 м, они обычно имеют крутое падение и секут границы вмещающих пород. Трещины в земной коре, заполненные магматическими или другими образованиями, называют жилами; выходы последних на поверхность в виде крутых стенок называют дайками. Жилы и дайки называют еще трещинными интрузиями; по простиранию они могут проследиваться на десятки и даже сотни километров.

Интрузивные тела, как указывалось выше, образуются и залегают в глубинах земной коры, недоступных для наблюдения. Внедрение магмы происходит в геосинклинальных областях в период складкообразования и поднятия складчатых зон, а также после складчатости в связи с образованием крупных разломов. Глубинные интрузивные тела выходят и обнажаются на поверхности после удаления кровли, от размывания проточными водами складчатых горных областей, где они доступны для наблюдения и изучения.

С интрузивным вулканизмом связано образование интрузивных изверженных горных пород, из которых наиболее распространенными являются: граниты, сиениты, диориты, габбро. Кроме того, в глубинах коры под влиянием горообразовательных движений и магматических интрузий, путем изменения и перекристаллизации первичных осадочных и изверженных пород, образуются разнообразные метаморфические горные породы (мраморы,

кварциты, роговики, глинистые сланцы, филлиты, слюдяные сланцы, роговообманковые сланцы, гнейсы и др.).

Эффузивный вулканизм характеризуется тем, что магма выходит на поверхность и изливается в виде лавы. Излияния лавы различают двух видов: трещинные излияния и центральные извержения.

*Трещинные излияния* выражаются тем, что лава поднимается по трещинам значительного протяжения и изливается на поверхность. В настоящее время такая форма излияний известна только на острове Исландия. Здесь в 1783 г. из трещины протяжением 24 км излилось свыше 12 км<sup>3</sup> лавы. Подобные излияния более внушительных размеров происходили в ранние геологические эпохи в связи с образованием в земной коре крупных разломов. По трещинам этих разломов магма выходила на поверхность и растекалась на обширные пространства с образованием лавовых покровов. Последние образовались в триасовый период на Сибирской платформе, где ими занята площадь около 1 млн. км<sup>2</sup>; в меловой период Деканское плоскогорье было покрыто лавами на площади 6,5 млн. км<sup>2</sup> при мощности до 3 км; в бассейне реки Колумбия в третичный период лавовый покров площадью 750 000 км<sup>2</sup> при мощности до 1500 м покрыл пересеченную страну и превратил ее в плоскогорье. Здесь на обширной равнине теперь местами поднимаются отдельные холмы. Эти холмы являются бывшими вершинами погребенных гор, протыкающими лавовый покров. Приведенные примеры показывают, что при трещинных излияниях на поверхность выходят такие огромные количества лавы, которые, заливая земную поверхность, изменяют ее рельеф.

*Центральные извержения* представляют собой широко известные извержения вулканов. При трещинных излияниях лава, застывая, со временем закупоривает трещины, остаются отдельные выводные отверстия, которые часто становятся центрами извержений или вулканами. Таким образом, центральные извержения тесно связаны с трещинными излияниями и появляются на определенной стадии развития последних.

Вулканы на поверхности очень часто выражены отдельными горами конической формы, которые еще с древности известны как «огнедышащие горы». Главной частью каждого вулкана является выводной канал, с помощью которого подземный магматический очаг связан с земной поверхностью. В этом выражается связь интрузивных и эффузивных явлений, отражающих две формы единого процесса вулканизма.

Выводной канал имеет трубообразную форму и именуется жерлом вулкана; верхняя его часть, имеющая форму чашеобразного расширения, называется кратером вулкана. Глу-



бина вулканических кратеров бывает от 50 до 1000 м, а ширина в поперечнике до 1—2 км и более.

Во время действия вулканов из кратеров происходит выбрасывание продуктов извержения, которые по агрегатному состоянию различаются на: газообразные, твердые и жидкие.

Газообразные продукты выделяются в течение всего периода извержения. Состав вулканических газов очень разнообразен, среди них преобладают пары воды — свыше 90% от общего количества газообразных продуктов; в остальной их части содержатся: хлористый водород  $\text{HCl}$ , хлористый натрий  $\text{NaCl}$ , хлористый калий  $\text{KCl}$ , хлорное железо  $\text{FeCl}_3$ , хлористый аммоний  $\text{NH}_4\text{Cl}$ , сернистый газ  $\text{SO}_2$ , сероводород  $\text{H}_2\text{S}$ , углекислый газ  $\text{CO}_2$ , метан  $\text{CH}_4$  и др. В различные стадии вулканической деятельности отмечается три типа газообразных продуктов, отличающихся по температуре и, отчасти, по составу:

1) *фумаролы* характеризуются высокой температурой — от 200 до 1000° и разнообразным составом, в котором большое значение имеют хлористые газы. Фумаролы свойственны периоду наибольшей активности вулканических извержений;

2) *сульфатары* имеют температуру в пределах 100—200°, в составе важное значение имеют сернистые газы  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ;

3) *моффетты* отличаются низкой температурой, ниже 100°. В составе преобладают углекислые газы  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и пары воды.

Сульфатары и моффетты отражают собой угасание вулканической деятельности. Во время извержения вулканов газы, благодаря наличию высоких давлений, струями выбрасываются в атмосферу. Хлористый аммоний сразу переходит в мельчайшие кристаллики, скопляющиеся над вулканом в густые белые облака. Водяные пары, охлаждаясь в высоких слоях атмосферы, образуют дождевые облака, из которых выпадают обильные проливные ливни над очагом извержения.

В вулканических областях часто наблюдаются выходы горячих источников, разновидностью которых являются гейзеры. Последние представляют собой периодически действующие пароводяные фонтаны. Механизм их действия в схеме состоит в следующем. В глубоких цилиндрических или неправильной формы каналах, стенки которых нагреты до температуры больше 100°, скопляется вода. Под давлением своего собственного веса она вскипает в перегретом состоянии. Вскипание сопровождается взрывом пара и выбрасыванием воды в виде фонтана высотой 10—20 и более метров. Через некоторое время подземные и поверхностные воды заполняют канал опять до прежнего уровня, снова перегрев, взрыв и т. д. Промежуток между взрывами у разных гейзеров неодинаковый и длится от 10 минут до 10 часов. Наибольшей известностью пользуются гейзеры Исландии, Йеллоустонского парка и Кали-

форнии в США, Новой Зеландии и Японии. У нас в СССР — гейзеры Камчатки, открытые в 1941 г.

Горячие воды и пар вулканических областей таят в себе огромные энергетические ресурсы, которые могут быть использованы для выработки электроэнергии и отопления. В Италии буровыми скважинами обнаружены водяные пары с температурой 200° и давлением в 5 атмосфер. Они используются для работы электростанции мощностью в 265000 киловатт. У нас на Камчатке горячими водами гейзеров обогреваются теплицы для выращивания овощей. Горячие минеральные источники вулканических областей широко используются в санаторно-курортном лечении.

Твердые продукты. В период извержения газы, вырываясь из кратера под огромным давлением, увлекают обломки пород из стенок жерла вулкана, главным образом, твердые куски и брызги лавы, и выбрасывают их в атмосферу. В зависимости от величины твердых обломков различают: вулканические бомбы, лапилли, вулканический песок и пепел.

*Вулканические бомбы* имеют обычно неправильную, часто закрученную, форму, размерами от 3—5 см до нескольких метров в поперечнике. Выбрасываясь, они падают вблизи кратера и разлетаются на десятки километров от него. *Лапилли* или орешки имеют размеры от 0,5 до 3 см. Ими иногда покрываются склоны вулкана сплошным слоем большой мощности. Выброшенные куски вязкой лавы, богатой газами, в условиях атмосферного давления вспучиваются и превращаются в пенообразную массу или пемзу. Последняя представляет собой пористо-ноздреватую породу, в которой пустоты составляют до 80%, а удельный вес ее 0,4—0,9. *Вулканический песок* состоит из брызг затвердевшей лавы и кристалликов минералов, успевших образоваться в жидкой лаве, размером 0,1—2 мм. *Вулканический пепел* образуется путем распыления жидкой лавы струей газов, которая действует подобно пульверизатору. Пепел состоит из пылинок размером менее 0,1 мм, которые после образования длительное время находятся во взвешенном состоянии в атмосфере. Ветер захватывает пепел у очагов извержения и разносит его на тысячи и десятки тысяч километров. Вулканическая пыль, удерживаясь в нижних слоях атмосферы, оказывает влияние на метеорологические процессы, в том числе и на образование осадков. Большая часть твердых продуктов отлагается вблизи очага извержения и участвует в строении вулканического конуса. Пепел осаждается у очага извержения в виде слоев значительной мощности, а с удалением мощность постепенно уменьшается и слои пепла исчезают. При извержении вулкана Катмая (Аляска), в 1912 г. в окрестностях вулкана под слоем пепла был погребен лес, в результате чего тайга превратилась в унылую пустыню; на расстоянии в 45 км слой пепла достиг мощ-

ности 1 м, а в 240 км — 0,20 м. Во время извержения вулкана Везувия в 79 г. у его подножия под пеплом и потоками грязи были погребены города Помпея, Геркуланум и Стабия.

Твердые продукты извержения сразу после отложения являются рыхлой и сыпучей массой, но со временем они уплотняются, цементируются и превращаются в породу, называемую вулканическим туфом. Эта порода очень пористая и водопроницаемая, поэтому в районах, покрытых вулканическим туфом, поверхностные водотоки почти отсутствуют. На вулканических туфах развиваются плодородные почвы, в связи с этим склоны вулканических гор в Италии, Японии и других странах заселены и покрыты цветущими садами и виноградниками, несмотря на повседневную опасность возможного извержения.

**Жидкие продукты.** Самыми важными продуктами извержения являются жидкие продукты, они представляют собой различного вида лавы. Физические свойства жидкой лавы определяются ее химическим составом. В этом отношении из многочисленного разнообразия заслуживают характеристики два наиболее важных и распространенных типа: кислые лавы и основные лавы.

В составе *кислых* лав в избытке находится кислотный элемент кремний, а в основных лавах его недостает для насыщения металлов. Кислые лавы содержат 70—75% окиси кремния, много алюминия и щелочных металлов, мало — железа, магния и кальция.

*Основные* лавы имеют высокое содержание алюминия, железа, магния и кальция, а окиси кремния и щелочных металлов они содержат примерно в два раза меньше, чем кислые лавы.

В связи с высоким содержанием кремния кислые лавы имеют высокую вязкость, поэтому на поверхности они быстро затвердевают. Их затвердевание часто происходит даже без частичной кристаллизации, при этом образуется порода обсидиан или вулканическое стекло. Кислая лава на поверхности растекается слабо и при излиянии часто скопляется и образует лавовые купола. Поверхность коротких потоков покрывается затвердевшей коркой, которая ломается движением лавы и беспорядочно скопляется в виде глыб — так образуются *глыбовые лавы*. Затвердевшие кислые лавы, с частичной кристаллизацией, дают светлые породы, например *липарит*.

Основные лавы в связи с малым содержанием кремния имеют низкую вязкость или высокую текучесть. Если вязкость воды принять за единицу, то вязкость основных лав будет около 60. Основные лавы на поверхности быстро и далеко растекаются; в условиях пересеченного рельефа они текут по тальвегам долин, где после затвердевания лава залегает в форме потоков; в условиях равнинного рельефа эти лавы, растекаясь, покрывают значительные

площади, а после затвердевания образуют покровы. Для потоков и покровов характерны гладкие и волнистые поверхности, которые, в отличие от кислых глыбовых лав, называют волнистыми лавами. Из основных лав образуются темные, частично или полностью раскристаллизованные породы, представителем которых является базальт. Кислые лавы плавятся при температуре 500—600°, а основные — 1000—1200°. Из лав на поверхности образуется множество эффузивных пород, из них, кроме уже упомянутых липарита и базальта, следует назвать трахит и андезит, как имеющих большое распространение.

**Типы вулканических извержений** или **типы вулканов**. Химический состав лавы оказывает влияние на характер извержения, особенности продуктов извержения и на морфологию вулканического аппарата. Учитывая перечисленные особенности, различают четыре типа вулканов:

1. Гавайский тип. При извержении на поверхность изливается основная лава. В связи с тем, что основная лава имеет низкую вязкость, газы из нее выделяются свободно, а поэтому извержение происходит в виде относительно спокойного излияния лавы, без взрывов и без образования твердых и рыхлых продуктов. Лава растекается свободно и на значительные расстояния.

2. Тип Стромболи. Изливается лава с повышенной вязкостью, извержение происходит со взрывами, выбрасываются отдельные крупные обломки, но образования пепла не происходит.

3. Тип Везувия. Изливается средняя по составу вязкая лава, часто закупоривающая жерло вулкана, извержение сопровождается сильными взрывами с образованием огромного количества разнообразных твердых и рыхлых продуктов, в том числе и пепла, который придает темный вид поднимающемуся из кратера облаку. Потоки лавы движутся медленно и почти не выходят за пределы вулканического конуса.

4. Пелейский тип (название от вулкана Мон-Пеле). Лава кислая, очень вязкая, застывает в жерле вулкана до выхода наружу и напором снизу выдавливается в виде столба или обелиска. Извержение сопровождается катастрофическими взрывами, при которых в атмосферу выбрасывается тяжелое облако, насыщенное раскаленными твердыми продуктами. Такое облако не поднимается вверх, а наоборот, скатывается вниз к подножию вулканического конуса. При извержении вулкана Мон-Пеле 8 мая 1902 г. был выдавлен обелиск высотой 408 м, который вскоре распался, оставшаяся часть имеет высоту 270 м. Взрывом образовалось тяжелое раскаленное облако, которое скатилось к подножию вулкана и сожгло город Сант-Пьер, где погибло около 30 000 человек.

Для отдельных вулканов состав лавы и тип извержения не остаются постоянными. Относительным постоянством обладают только вулканы Гавайского типа, для которых характерны на протяжении длительного времени многократные излияния основной лавы.

**Строение и происхождение вулканических гор.** До конца XIX века господствовало представление о том, что вулканические конусы — это горы поднятия. Они состоят из слоев, слагающих земную кору в районе образования вулкана, приподнятых напором магмы. Непосредственное изучение строения вулканов показало, что их конусы состоят из перемежающихся слоев лавы и туфа, накопившихся при многократных извержениях. Такое строение указывает, что вулканические конусы представляют собой горы накопления. Последние по своим размерам могут сравниваться с горами тектонического происхождения. Так, конусу вулкана Мауна-Лоа (Гавайские острова) имеет эллиптическую форму в основании, длинная ось эллипса имеет протяжение 125 км, а короткая — 85 км; этим основанием вулкан насажен непосредственно на дно Тихого океана, где глубина достигает 4600 м, над водой он поднимается до 4166 м. Таким образом, общая высота над дном океана этого вулкана 8766 м, а наибольшая высота вершины гор тектонического происхождения — Джомолунгма 8848 м. Самый большой вулкан Европы — Этна поднимается над уровнем моря на 3270 м, вулкан Ключевская сопка, самый большой в Азии, имеет высоту 4875 м, его основание имеет абсолютную высоту около 1000 м. Многие вершины гор являются вулканическими конусами: Эльбрус на Кавказе, высота 5633 м; Демавенд — вершина горы Эльбурс, высота 5670 м; Аконкагуа — вершина Анд, высота 7040 м и др. Приведенные примеры показывают важное значение аккумулятивных вулканических образований в рельефе земной поверхности.

По числу извержений различают вулканы моногенные и полигенные.

Моногенные вулканы имеют в своем развитии единичное извержение, которое совершается в форме взрыва без излияния лавы. При одноактном взрыве вулканический конус не развивается, а образуются трубки взрыва, выраженные цилиндрическими и воронкообразными впадинами. По краям последних нередко наблюдаются валообразные повышения, сложенные вулканическими туфами и другими продуктами извержения. Трубки взрыва достигают глубины 100—500 м, а в поперечнике — от 200 до 300 м. В Южной Африке трубки взрыва сухие, здесь они известны под названием «диатремы». В прирейнской области Германии воронки взрыва заполнены водой и представляют собой озера вулканиче-

ского происхождения, называемые здесь «маары». Особенно много озер типа маар на Яве, Новой Зеландии и Канарских островах.

Для полигенных вулканов характерны многократные извержения, повторяющиеся в течение длительного времени. Для этих вулканов характерным является наличие вулканических конусов. По особенностям строения последних различают вулканы щитовые и слоистые. В щитовых или массивных вулканах конус, состоящий из наслоенных потоков лавы, имеет форму обширной щитообразной возвышенности, с пологим падением склонов — около  $5-8^\circ$ . Такое однородное строение и форма вулканического конуса характерны для вулканов Гавайского типа. Слоистые вулканы состоят из чередующихся слоев вулканического туфа и потоков лавы, на поверхности они имеют правильную коническую форму с падением склонов под углом  $30-40^\circ$ . Слоистое строение характерно для вулканов типа Везувия, при извержении которых образуются твердые продукты, переходящие в туф, и происходит излияние лавы.

Вулканические конусы в течение времени подвергаются разрушению под действием экзогенных и эндогенных причин. Экзогенные процессы разрушения выражены, главным образом, размыванием поверхностными водотоками, стекающими от вершин гор к подножию. Под действием размыва на склонах вулканических конусов образуются характерные радиально расходящиеся долины различной величины, называемые баранкосами. После длительного размывания надземные сооружения вулканов сильно разрушаются и понижаются, а лава, застывшая в жерлах вулканов, сохраняется и выступает в виде гигантских столбов, которые называют не́кки. Таковые наблюдаются в Крыму, вблизи берега Черного моря, в древней размытой вулканической группе Кара-Дага. Эндогенные причины разрушения вулканических гор связаны с извержениями. Последние нередко сопровождаются взрывами катастрофической силы, которыми сносятся вулканические конусы, а на их месте образуются впадины с крутыми стенками, глубиной до нескольких сот метров и в поперечнике до  $10-30$  км. Такие впадины называются кальдерами. Кальдеры, вероятно, могут также сформироваться путем провала вулканического конуса в полость земной коры, образовавшейся вследствие выброса огромных объемов газов и лавы. На плоском дне кальдеры впоследствии возникают новые вулканические конусы, основания которых обрамляются кольцевой долиной. Впадины и кольцевые долины заполняются атмосферными водами и превращаются в кальдерные озера. Кальдерное строение имеют множество вулканов, в том числе Везувий, Этна, Асосан (Япония), Кракатау. Кальдера последнего вулкана образовалась во время извержения

в 1883 г. Взрывом был уничтожен вулканический остров, а образовавшаяся впадина глубиной 300 м была затоплена морем.

**Географическое распределение современных вулканов.** В настоящее время на поверхности Земли всего известно 522 действующих вулкана, в том числе 68 подводных. Вместе с потухшими вулканами их общее количество достигает около 5000. Вулканы называют потухшими, если в течение исторического времени нет сведений об их извержении. В действительности же таковыми можно считать только те вулканы, у которых поверхностный аппарат извержения глубоко разрушен и размыт, т. е. вулканы древних вулканических областей, например вулканы Крыма, Забайкалья, Германии, Франции и др. Вулканы более молодые, еще сохранившие свою форму, правильнее называть уснувшими, так как нельзя быть уверенным, что они не возобновят своей деятельности.

Распределение вулканов на земной поверхности весьма неравномерно. Огромные пространства совершенно лишены каких-либо появлений вулканической деятельности — Восточно-Европейская равнина, Западно-Сибирская низменность и пр. Другие же области богаты вулканами и характеризуются исключительной их активностью. Неравномерное распределение вулканов, однако, не является случайным и беспорядочным, а подчиняется определенным закономерностям. Выяснение закономерностей географического распределения, как современных, так и древних вулканов и вулканических областей имеет важное значение в познании причин вулканизма вообще и вулканических извержений в частности.

Современные вулканы, неравномерно распределяясь на земной поверхности, группируются в ряде вулканических областей, из которых наиболее ясно выделяются четыре: Тихоокеанская, Средиземноморская, Атлантическая и Восточно-Африканская.

Наибольшее число вулканов сосредоточено в Тихоокеанской области, где они располагаются на островах, берегах и побережьях Тихого океана, образуя так называемое тихоокеанское «огненное кольцо», к которому приурочено 322 вулкана, т. е. 61,7% всех действующих вулканов. Тихоокеанская область в западной части океана начинается на Камчатке, где сосредоточено более 160 вулканов, из которых 22 действующих. Далее эта область протягивается к югу через острова Курильские, Японские, Филиппинские, Новую Гвинею, Соломоновы, Ново-Гебридские, Новой Зеландии. По Американскому побережью океана цепь вулканов протягивается от Огненной Земли на север через Анды и Кордильеры; в северной части океана — через полуостров Аляска и Алеутские острова на Камчатку, где как бы замыкается тихоокеанское «огненное кольцо». К внутренним частям Тихого океана приурочены вулканы вулканических островов: Гавайских, Галапагосских, Пасхи, Самоа, Тонга, Кермадек и др. В рассматриваемой

мой области особенно ясно выражено линейное расположение вулканов.

Средиземноморская область протягивается вдоль Великого пояса разлома в широтном направлении от Центральной Америки через Альпы, Апеннины, Кавказ и Малую Азию. Сюда относятся вулканы Антильского архипелага, Италии, Эгейского моря, недавно потухшие вулканы Кавказа (Казбек, Эльбрус), Турции и Ирана. Далее восточным продолжением этой области являются вулканы Малайского архипелага: 11 вулканов на Суматре, 19 — на Яве, 15 — на Малых Зондских островах. Здесь Средиземноморская широтная вулканическая область смыкается с меридиональной Тихоокеанской.

В Атлантической области насчитывается свыше 60 вулканов, которые большей частью приурочены к вулканическим островам, рассеянным в океане, к ним относятся: остров Ян-Майен, Исландия с 26 вулканами, острова Азорские, Канарские, Зеленого мыса, Святой Елены, Тристан-да-Кунья. Наряду с этим в Атлантическом океане известны подводные вулканы, приуроченные к подводному Атлантическому хребту.

Восточно-Африканская область имеет 12 вулканов, почти все они располагаются по линии Восточно-Африканского разлома. В этой области находятся крупные вулканические группы Кения и Килиманджаро.

**Причины вулканизма.** Вулканические области, по которым сделан краткий обзор, географически приурочены к областям альпийского горообразования, где в конце третичного периода происходили сильнейшие горообразовательные движения, вызвавшие образование складок и разрывов в земной коре. Изучение древних вулканических областей, от которых остались следы в виде гранитных массивов, жил изверженных пород и корней размытых вулканических аппаратов, показывает, что они также связаны с областями древних горообразований. Географическое совпадение вулканических областей и областей сильных горообразовательных движений проливает некоторый свет на причины вулканизма. Полагают, что в глубинах Земли, в результате химических реакций и распада радиоактивных элементов происходит накопление тепла и повышение температуры, что приводит к возникновению очагов магматических расплавов. В зонах горообразовательных движений в земной коре возникают разломы и области с пониженным давлением. В области с пониженным давлением и устремляется магматический расплав; на своем пути магма внедряется по расколам и между слоями пород, образуя интрузивные бассейны, а при наличии выводящих трещин она поднимается к земной поверхности, где и происходит ее излияние в различных формах. Следует подчеркнуть, что причины вулканизма и меха-



низм вулканических явлений во многом еще не разгаданы, в особенности неясными остаются источники тепла, а вопрос о причинах вулканизма в целом находится пока в стадии изучения и разрешения.

**Значение вулканизма.** Роль вулканических процессов в развитии и жизни нашей планеты полностью еще не выяснена. Однако, исходя из современных представлений о строении, составе и развитии земного шара, науки о Земле, в настоящее время принимают, что атмосфера, гидросфера и литосфера образовались в результате дифференциации вещества мантии. Вулканические процессы при этом являются тем механизмом, с помощью которого осуществляется дифференциация. Отсюда следует, что вулканизм сыграл важную роль в формировании верхних геосфер Земли. В настоящее время вулканические процессы оказывают значительные влияния на состояние и режим этих геосфер. Извержения вулканов существенно влияют на процессы, протекающие на поверхности Земли, поскольку вулканические области занимают значительные пространства, а кроме того, вулканические извержения сказываются далеко за пределами тех мест, где они происходят. Вулканический пепел, рассеянный в тропосфере, оказывает влияние на конденсацию водяных паров при образовании осадков, понижает прозрачность атмосферы и ослабляет приток солнечного тепла на Землю. Имеются подсчеты, которые показывают, что в связи с запылением атмосферы поступление солнечного тепла снижается до 65%, а средняя годовая температура на земной поверхности за последние 160 лет уменьшилась на 0,5°. Вулканы являются мощным источником углекислоты, столь необходимой для питания растений и органической жизни. Некоторые ученые склонны полагать, что жизнь на Земле существует благодаря деятельности вулканов. На поверхности Земли происходит связывание угольной кислоты и образование карбонатов, которые в виде осадочных пород, захороняясь в земной коре, выключают ее из кругооборота. Магма, внедряясь в осадочные карбонатные породы, разлагает их: металлы вступают в соединение с кремнием, а углекислота возвращается в атмосферу во время вулканических извержений. Вулканические извержения нередко губят и разрушают города, а цветущие области обращают в пустыни. Вулканические явления оказывают существенное влияние на развитие рельефа земной поверхности: интрузивные массивы слагают высочайшие области в осевых частях гор земного шара; лавовые покровы, образуемые при трещинных излияниях, области с пересеченным рельефом обращают в равнины; конусы вулканов образуют высочайшие вершины гор и вулканические острова, поднимающиеся со дна морей и океанов.

С процессами вулканизма связано образование изверженных и метаморфических пород и многих рудных и нерудных полезных ископаемых. В вулканических областях выходят источники горячих вод, которые используются для выработки электроэнергии, отопления и курортологии. Таким образом, разнообразные вулканические явления влияют на метеорологические и климатические процессы, на развитие органической жизни, развитие и преобразование рельефа земной поверхности и структуры земной коры, а также на экономическую и культурную деятельность человека.

## 5. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Всякое сотрясение земной коры, вызванное внутренними причинами, скрытыми в глубине Земли, называется землетрясением. Часть геофизики, изучающая землетрясения и явления, связанные с ними, называется сейсмологией. Явления, сопровождающие землетрясения, именуется сейсмическими.

Сотрясения земной коры могут происходить не только от причин, скрытых в глубине Земли, но и от других обстоятельств, происходящих на ее поверхности, — от искусственных взрывов, от движения пружинных поездов, от обвалов в горах и т. п. По форме такие сотрясения сходны с явлениями землетрясений, но к ним не относятся.

Землетрясения проявляются внезапно и часто охватывают большие территории, на которых происходят колебания поверхности земной коры. Общее число землетрясений на земном шаре, отмечаемых непосредственно людьми, достигает нескольких тысяч в год. Специальными приборами их отмечается гораздо больше. Меньше, чем через каждый час где-нибудь на Земле происходит ощутимое движение почвы. При сильных толчках землетрясения носят разрушительный характер, часто с многочисленными человеческими жертвами и поэтому приобретают характер самых страшных стихийных бедствий. У людей и у животных землетрясения обычно вызывают чувство панического ужаса. Однако в то же время землетрясения являются естественным явлением природы, сопровождающим процессы горообразования. Наибольшее число землетрясений происходит в районах молодых гор и около них.

Область внутри земной коры, в которой произошел толчок, явившийся причиной землетрясения, называется гипоцентром или очагом землетрясения. Очаг землетрясения занимает некоторое пространство в глубинах земной коры и имеет размеры и форму точки, линии или плоскости. Глубина залегания гипоцентра различна — до 300—700 км. В зависимости от глубины расположения гипоцентра землетрясения делят на: поверхностные с глу-

биной до 50 км; промежуточные — от 50 до 300 км и глубокофокусные — свыше 300 км. Проекция гипоцентра на поверхность земли носит название эпицентра. В соответствии с формой гипоцентра — очага землетрясения — эллипсоид может иметь геометрическую форму точки, линии или некоторой площади на плоскости.

При землетрясении в очаге происходит толчок и смещение глубинных частей земной коры. Следствием толчка в упругой среде является возникновение колебательных движений частиц или сейсмических упругих волн. Различают продольные и поперечные сейсмические волны, распространяющиеся радиально от гипоцентра с разной скоростью.

Продольные волны сравнительно с другими волнами обладают наибольшей скоростью распространения. При продольных волнах частицы колеблются в направлении распространения волны, т. е. от очага землетрясения к периферии, вдоль так называемого сейсмического луча. Скорость распространения продольных волн находится в прямой зависимости от силы удара, а кроме того, зависит от состава пород. В кристаллических породах скорость составляет, по последним данным, приведенным в геологическом словаре, от 4,5 до 6,5 км/сек; в глине — от 1,8 до 2,4 км/сек.

У поперечных волн частицы колеблются в плоскости, перпендикулярной к направлению сейсмического луча. Скорость их несколько меньше, чем у продольных волн, — в 1,73 раза.

Кроме продольных и поперечных волн, на самой земной поверхности возникают еще так называемые поверхностные волны или волны тяжести. Скорость их несколько меньше скорости поперечных волн и составляет от 0,2 до 1,0 км/сек. Эти волны начинаются от эпицентра после возникновения в нем колебательных движений от упругих волн. Последние в эпицентре выходят в виде прямых ударов перпендикулярно к поверхности и вызывают вертикальные сотрясательные движения, а за его пределами выходят под углом в виде косых ударов и вызывают волнообразные движения поверхности земной коры. В эпицентральной области происходят наиболее сильные разрушения. Продолжительность отдельных толчков землетрясений обычно небольшая, разрушительные удары продолжаются короткие промежутки времени, исчисляемые секундами. Сильные землетрясения обычно сопровождаются подземным гулом, а иногда изменениями магнитного и электрического поля Земли.

Регистрация землетрясений производится с помощью особых приборов — сейсмографов. О характере землетрясений можно получить представление по показаниям сейсмографов, а также по сопровождавшим их явлениям и оставленным разрушениям.

Основной частью сейсмографа является горизонтальный или вертикальный маятник. Для записи колебаний маятника к нему присоединяется регистрирующее устройство. Сотрясения в земной коре передаются на жесткое основание, на котором закреплен сейсмограф, и вызывают смещения маятника. Запись, сделанная сейсмографом на специальной фотографической бумаге, называется сейсмограммой. По сейсмограмме устанавливается время, сила и место землетрясения. По явлениям, сопровождающим землетрясение, и разрушительным последствиям на поверхности сила его определяется в баллах с помощью особой шкалы. В Советском Союзе для оценки силы землетрясений принята 12-балльная шкала (см. БСЭ, 3-е изд., т. 16, стр. 662).

| Балл | Сила землетрясения    | Краткая характеристика   |
|------|-----------------------|--|
| 1    | Незаметное сотрясение | Отмечается только сейсмическими приборами.   |
| 2    | Очень слабые толчки   | Ощущается людьми, находящимися в состоянии полного покоя.  |
| 3    | Слабое                | Ощущается лишь небольшой частью населения.   |
| 4    | Умеренное             | Распознается по легкому дребезжанию и колебанию предметов.   |
| 5    | Довольно сильное      | Под открытым небом ощущается многими, внутри домов — всеми. Общее сотрясение зданий, колебание мебели. Пробуждение спящих.   |
| 6    | Сильное               | Ощущается всеми. Отдельные куски штукатурки откалываются.  |
| 7    | Очень сильное         | Повреждения в стенах каменных домов.   |
| 8    | Разрушительное        | Трещины на крутых склонах и на сырой почве. Сильные повреждения домов.   |
| 9    | Опустошительное       | Сильное повреждение и разрушение каменных домов.   |
| 10   | Уничтожающее          | Трещины в почве. Оползни и обвалы со склонов. Разрушение каменных построек. Искривление железнодорожных рельсов.   |
| 11   | Катастрофа            | Широкие трещины в поверхностных слоях земли. Многочисленные оползни и обвалы. Каменные дома почти совершенно разрушаются. Сильное искривление и выпучивание железнодорожных рельсов. |
| 12   | Сильная катастрофа    | Многочисленные трещины, обвалы, оползни. Возникновение водопадов, подируд на озерах, отклонение течения рек. Ни одно сооружение не выдерживает.                                      |

Приведенная в таблице шкала в значительной мере субъективна и относительна. Два человека могут по-разному определить последствия землетрясения в баллах. Возникают сомнения при выборе оценки в 2, 3, 4 балла. Самое существенное, что шкала дает оценку последствий землетрясения в данной точке, но не землетрясения в целом. Поэтому учеными Рихтером и Гутенбергом в 1935 г. было внесено предложение об оценке землетрясений по их энергии посредством условной величины, так называемой магнитуды. Последняя дает возможность создать физическую шкалу, независимую от наблюдателя и от места наблюдения. Магнитуда — условная величина, функция энергии, пропорциональная ее логарифму  $(\lg E = 12 + 1,8 M, \text{ где } E \text{ — энергия, } M \text{ — магнитуда; } M = \frac{\lg E - 12}{1,8})$ . Значения магнитуды изменяются от 0 до 9.

$M=9$  соответствует энергии Лиссабонского землетрясения,  $M=5$  соответствует энергии сотрясений, вызванных взрывом атомной бомбы.

Величину энергии землетрясения можно вычислить по сейсмограммам в данном пункте. По примерным расчетам, количество энергии, выделяемой при подвижках внутри земной коры, вызывающих землетрясения, достигает крупных величин. Во время землетрясения в 1911 г. в городе Верном (Алма-Ата), по подсчетам сейсмолога П. А. Никифорова, выделившееся количество энергии оказалось равноценным результатам работы электростанции мощностью 450 тыс. квт за 325 лет.

**Последствия землетрясений** весьма различны в зависимости от силы толчков, величины охваченной ими площади и наличия на ней населенных пунктов и всякого рода сооружений.

В истории сохранились сведения о большом числе сильных землетрясений на земном шаре. Много их происходит и в XX веке, когда уже начались регулярные сейсмические наблюдения. В 1906 г. разрушена значительная часть города Сан-Франциско в США. В 1908 г. разрушен город Мессина на острове Сицилия, погибло 83 000 человек. В 1911 г. разрушена значительная часть города Верного (Алма-Ата). В 1923 г. в Японии разрушено 500 000 домов, погибло свыше 140 000 человек. В 1948 г. разрушен город Ашхабад, погибло около 80 000 человек. В Чили в 1960 г. произошло несколько сильных толчков. Пострадало более половины провинций, погибло 10 000 человек, осталось без крова 2 млн. человек. В 1966 г. произошло землетрясение в Ташкенте силой около 8 баллов. Очаг землетрясения оказался расположенным под центральной частью города, таким образом, значительная его часть оказалась в эпицентре землетрясения с короткими вертикальными ко-

лебаниями. В результате первой серии толчков было разрушено 28 000 домов. Разрушению подверглись в основном старые саманные постройки, значительно меньше — крупные общественные здания (школы, больницы, клубы). Современные сейсмостойкие здания, как правило, не были повреждены. Были повторные толчки, к декабрю 1966 г. общее их количество составило более 700. Глубина очага основного толчка располагалась в пределах 5—10, а повторных — 2—3 км. Известный советский сейсмолог Е. Ф. Саваренский, исходя из прочности земной коры и энергии сейсмических колебаний, считает, что объем блока горных пород, в котором имели место предельно большие деформации, соответствует кубу с ребром в несколько километров. Ташкентское землетрясение имеет тектоническое происхождение, т. е. связано с процессами горообразования. По геофизическим данным, северней Ташкента поверхность палеозойского фундамента находится на глубине 1,0—1,5 км, к югу образуя крутой склон — флексуру; эта поверхность погружается и под самым городом залегает уже на глубине 2,5—3,0 км. Северная часть медленно поднимается относительно южной, в процессе формирования хребта Каржантау, при этом в палеозойском фундаменте образуются разрывы.

Одно из самых страшных землетрясений за последние годы произошло 31 мая 1970 г. в Перу. За 40 секунд мощные сейсмические толчки силой до 11 баллов вызвали сотрясение земной коры на площади 83 000 км<sup>2</sup>, равной территории Бельгии, Голландии, половине Дании вместе взятых. Землетрясение и вызванные им лавины, грязевые и водные потоки разрушили 250 городов и населенных пунктов, более 100 000 домов. Погибло 70 000 человек, 500 000 раненых, 800 000 оставшихся без крова и средств к существованию. Советский Союз принял участие в оказании помощи, в крупных размерах, перуанскому народу в постигшем его стихийном бедствии. Был создан воздушный мост для доставки медицинского персонала и необходимых грузов.

Землетрясения довольно часто сопровождаются катастрофическим опусканием крупных участков поверхности земной коры. В 1755 г. во время сильнейшего землетрясения в Лиссабоне неожиданно, в один момент погрузилась набережная с огромной толпой народа, искавшего спасения от бедствия. На месте опустившейся набережной глубина моря достигла 200 м.

Вне населенных пунктов последствия землетрясений выражаются в образовании резких деформаций поверхности. Происходит образование широких трещин, уступов, иногда протягивающихся на десятки километров, провалов. В горных районах в нижних частях склонов и в долинах происходит образование нагромождений каменных обломков. Оползни и осыпи со склонов способствуют образованию в горных долинах завалов, перегораживающих

путь поверхностным потокам и вызывающих появление глубоких озер. Примерами являются: так называемый Усойский завал, послуживший причиной образования в 1908 г. крупного горного озера на Памире; обвал и образование озера в долине Зеравшана в 1963 г.

Значительные изменения происходят в выходах подземных вод, некоторые источники и колодцы пересыхают, а другие, наоборот, начинают давать значительно больше воды.

Моретрясения определяются как землетрясения, у которых эпицентр расположен на дне моря и колебания распространяются в массе воды в виде сейсмических упругих волн. Сейсмические волны вызывают моретрясение, особенно сильное в центре площади, охваченной землетрясением. На кораблях моретрясение ощущается в виде серии ударов. Такие сильные удары могут вызвать аварию и даже гибель судна в море.

Особенностью сильных моретрясений является образование на поверхности океанов особых непериодических волн, известных под японским названием цунами, обрушивающихся на берега с огромной силой и оставляющих после себя крупнейшие разрушения, сопровождаемые человеческими жертвами. Обычно это серия из 3—9 волн, достигающих побережья с интервалами 10—30 минут. Расстояние между пребнями этих волн более 100 км. Наибольшей высотой, как правило, отличается вторая или третья волна. Высота цунами у морских побережий зависит от подводного и берегового рельефа и редко превышает 10 м. На плоских широких побережьях цунами, обычно, имеют высоту не более 5—6 м. Волны высотой 15—20 м образуются на отдельных сравнительно небольших участках морского побережья с узкими бухтами, в которые вгоняется большая масса воды.

За 2500 лет сохранились сведения о 355 цунами, образовавшихся при моретрясениях в океанах и морях земного шара. Около 30 цунами из них были вызваны деятельностью подводных вулканов.

Наиболее крупные цунами возникали при сильных землетрясениях в районах Алеутской, Курило-Камчатской, Японской, Филиппинской, Атакамской и других глубоководных океанических впадин, окаймляющих Тихий океан.

Крупные цунами, образующиеся при землетрясениях у берегов Южной Америки, Японии, Алеутских островов, распространяются через Тихий океан, доходя до островов Фиджи и смывая население атолловых островов.

Во время Лиссабонского землетрясения в 1755 г. возникшая на море волна цунами высотой 26 м налетела на берег, разрушив все, что осталось целым после толчков, и охватила по долинам рек территорию в 15 км вглубь суши; погибло около 60 000 человек.

К числу наиболее крупных цунами на берегах Тихого океана относится цунами 15 июня 1896 г. в Японии, которое обрушилось на побережье острова Хонсю. Было разрушено 10 000 домов, унесено и погибло 27 000 человек. В 1933 г. в этом районе вновь повторилось моретрясение и сопровождавшее его цунами.

Известно крупное моретрясение 1 апреля 1946 г. около Алеутских островов в 3700 км от Гавайских островов. Вызванные им волны цунами прошли это расстояние за 5 часов со скоростью 740 км/час. Высота волны в узких заливах на Гавайских островах достигала 16,8 м.

Из изложенного видно, что географическое значение землетрясений заключается в значительной величине охватываемых ими территорий, а также крупных масштабах происходящих при этом изменений на поверхности земной коры.

География землетрясений связана с особенностями их проявления. Землетрясения происходят повсеместно, однако с разной силой. По силе проявлений землетрясений поверхность земного шара делится на области: сейсмические, полусейсмические и несейсмические.

Сейсмические области характерны тем, что здесь происходят наиболее частые и наиболее сильные разрушительные землетрясения. Они приурочены к молодым зонам горообразования на поверхности земного шара, в пределах которых происходят современные тектонические подвижки. Последние сопровождаются интенсивными движениями и деформациями отдельных участков земной коры. В настоящее время известно несколько сейсмических поясов на поверхности Земли.

Первый из них — Средиземноморский — протягивается в широтном направлении через Альпы, Апеннины, Карпаты, Балканы, Крым, Кавказ, горные сооружения Малой Азии, Ирана, через Копет-Даг, Памир, Гималаи, Малайский архипелаг и совпадает с альпийской складчатой зоной.

Второй сейсмический пояс — Тихоокеанский — образует кольцо вдоль побережья Тихого океана. В западной части Тихого океана этот пояс совпадает с современной геосинклинальной зоной, а в восточной части — с зоной альпийского горообразования. На западе второй пояс включает Камчатку, Сахалин, Японские острова, Малайский архипелаг; на востоке — Анды, горные сооружения Центральной Америки, Северной Америки, Аляски, Алеутские острова.



Наконец, — Атланти-арктический пояс — захватывает средний Атлантический подводный хребет, Исландию, остров Ян-Майен и подводный хребет Ломоносова в Арктике. Землетрясения происходят также в зоне Восточно-Африканских и Азиатских разломов, проходящих через озера Ньясса, Танганьика в Африке, Красное море, озера Иссык-Куль и Байкал в Азии.

В географическом расположении сейсмических поясов и вулканических областей имеется некоторая связь. Эта связь выражается в том, что все вулканические области одновременно совпадают с сейсмическими поясами. Однако не все сейсмические пояса совпадают с вулканическими областями. В ряде сейсмических поясов нет проявления вулканических явлений (Малая Азия, Балканы, Иранское нагорье, Тянь-Шань, Прибайкалье и т. д.). Отсюда следует, что не все землетрясения связаны с действием вулканов, как ранее думали.

*Землетрясения в Советском Союзе* происходят на значительных территориях. Свыше 13% территории СССР (более 2,9 млн. км<sup>2</sup>, на которых живет свыше 32 млн. человек) расположено в сейсмических зонах. В этих зонах возможны разрушительные землетрясения силой в семь и свыше баллов. Сейсмические области тянутся вдоль южных границ от Карпат до Камчатки. Отзвуки карпатских землетрясений сказываются с силой до 7—8 баллов на территории Молдавской ССР и западных районов Украинской ССР. Очаги этих землетрясений находятся на глубине до 100 км. В Крыму известно более 100 значительных землетрясений. Ежегодно происходят многие десятки и сотни очень слабых землетрясений. На Кавказе большинство сейсмических очагов расположено на небольшой глубине в центральной части Закавказья.

Во впадинах Черного и Каспийского морей очаги землетрясений приурочены к зоне материкового склона.

В Туркмении очаги землетрясений приурочены к хребтам Копет-Дага и соседних с ним горных районов. Очаг Ашхабадского землетрясения лежал на глубине 15—20 км. На территории Таджикской, Узбекской, Киргизской и Казахской советских республик было много сильных землетрясений. Очаги землетрясений расположены, главным образом, в пределах Памира, Тянь-Шаня. Землетрясения в горных областях между Тянь-Шанем и Саянами широко распространены.

Прибайкалье представляет один из активных сейсмических районов.

Далее на восток заметные колебания проявляются лишь в Приморье и особенно на Сахалине, где возможны толчки силой до 7 баллов.

Северо-восток Сибири изучен слабо. В Верхоянском хребте и в районе Магадана известны землетрясения силой до 7 баллов.

На Камчатке и в полосе Курильских островов землетрясения очень часты и сильны.

В равнинных областях Сибири и Европейской части Советского Союза землетрясения практически отсутствуют.

Полусейсмическими называются области, в которых землетрясения, хоть и нередко имеют место, но обычно не достигают большой силы. Географически эти области располагаются близко от сейсмических областей или совпадают с геосинклинальными зонами древнего горообразования — каледонской и герцинской. Примерами последних являются в Северной Америке Аппалачи и некоторые горы в Западной Европе. Сила землетрясений в этих областях доходит до 7 баллов.

Несейсмическими называются области, в которых землетрясения происходят редко и слабо, с силой менее 5 баллов. Географически эти области совпадают с Русской, Сибирской, Канадской, Бразильской и другими платформами. Собственных гипоцентров в пределах этих областей не отмечено. Сюда лишь иногда доходят в ослабленной форме колебания от отдаленных очагов крупных землетрясений, происходящих в сейсмических областях.

**Причины землетрясений.** По происхождению все землетрясения делятся на три группы:

- 1) землетрясения денудационные;
- 2) землетрясения вулканические;
- 3) землетрясения тектонические (кроме того, среди тектонических землетрясений в отдельную группу выделяются моретрясения).

Денудационные землетрясения происходят от обвалов, они приурочены к тем местам, где имеются крупные пустоты в толще пород, слагающих земную кору. Такие пустоты встречаются, главным образом, в карстовых областях, сложенных породами, поддающимися растворению подземной водой, в известняках, в отложениях гипса, в соленосных толщах. Примерами крупных карстовых пустот в известняках являются: известная Мамонтова пещера в штате Кентукки в США, имеющая длину со всеми ответвлениями около 250 км; пещеры в районе плато Карст в Югославии. При разрастании такой пещеры до размеров, при которых ее своды не выдерживают собственной тяжести, происходит обвал сводов. Это на поверхности земли сказывается в виде сотрясения с образованием деформаций. Сила и область распространения таких землетрясений невелики и редко превышают несколько квадратных километров. Действие таких землетрясений слабое, не причиняющее людям бедствий. В СССР землетрясения от обвалов карстовых пустот в виде слабых подземных толчков иногда ощущаются

в северных районах Европейской части в бассейне Мезени, на Урале и в горном Крыму.

Вулканические землетрясения, сопровождающие активную деятельность вулканов, более значительны по своим проявлениям. Сотрясение земли происходит от взрывов вулканических паров и газов, вызывающих сотрясения в земной коре. Площадь, охватываемая вулканическими землетрясениями, невелика. Землетрясения, происходящие на вулкане Везувий в периоды извержений в его окрестностях уже не ощущаются. В Советском Союзе вулканические землетрясения отмечаются лишь на Камчатке и Курильских островах — в районах расположения действующих вулканов.

Тектонические землетрясения наиболее многочисленны. Они характеризуются частой повторяемостью, большими областями распространения, большой продолжительностью и связаны с определенными линиями нарушений в земной коре. По своим размерам тектонические землетрясения принадлежат к наиболее катастрофическим.

В настоящее время возникновение подземного толчка при тектонических землетрясениях рассматривается как результат медленного, непрерывного и постоянного накопления тектонических напряжений, которые при достижении предела прочности горных пород земной коры ведут к разрыву пластов пород, нарушению структуры коры, к внезапным смещениям масс пород вдоль плоскостей разрыва. В некоторых случаях можно со значительной точностью указать, в каком направлении сместились массы пород в очаге. Так, например, при землетрясении 1927 г. в Крыму внезапное смещение испытало северное крыло системы надвигов, отделяющих приподнятые участки Крымского полуострова от опущенного южного крыла, которому соответствует дно прибрежной части Черного моря.

Причиной катастрофических землетрясений служит изменение положения различных частей твердой земной коры, образование в ней разрывов, сбросов, сдвигов, трещин. Образование разрыва в сплошности какого-либо тела, а в особенности такого твердого как земная кора, всегда сопровождается сотрясением, что и вызывает тектонические землетрясения. На очень большой глубине в толще земной коры вещество находится в пластическом состоянии. Причиной толчков здесь могут быть изменения объемов масс как следствие физико-химических изменений или приложение к пластической массе какого-либо мгновенного усилия, на которое она реагирует как хрупкое тело.

Некоторые ученые считают, что нарушение пределов прочности уже напряженных пород в областях горообразования вызывается дополнительными силами, вызывающими как бы цепную реакцию, при которой вслед за первым землетрясением следуют последую-

щие — одно за другим. В Японии замечена связь между изменениями магнитного и электрического поля Земли и землетрясениями и вместе с тем — с перепадами атмосферного давления и сильными атмосферными осадками.

Давно существует предположение о связи землетрясений с изменениями активности Солнца. Эта точка зрения, до некоторой степени, усилилась в связи с открытием механизма преобразования энергии, который мог бы объяснить такую связь. Некоторые минералы, и прежде всего кварц, реагируют на электрический ток изменением объема и, наоборот, изменение объема минерала вызывает электрический ток. Подобное явление известно под названием «пьезоэлектрического эффекта». Предполагается, что пьезоэлектрические свойства минералов могут иметь геофизическое значение, которое выражается в том, что возникающие (при колебаниях солнечной активности) изменения электрического поля Земли отражаются на изменении объема кристаллических горных пород. Это означает, что даже слабые изменения электрического поля Земли могут служить толчком для начала землетрясений.

В последние годы интересные выводы, подтверждающие факт наличия дрейфа континентов и объясняющие землетрясения в определенных структурных областях земной коры как следствие движения континентов, получены при выполнении программы глубоководного бурения в океанах в 1968—1969 г. При глубоком бурении оказалось, что возраст пород, слагающих дно Атлантического океана около берегов Америки, составляет около 150 млн. лет, а вблизи подводного срединного Атлантического хребта — 1 млн. лет. Отсюда сделан вывод, что такое различие в возрасте пород свидетельствует о происходящем расширении дна Атлантической впадины. Эти же данные позволили считать, что начало отхода Америки от Европы и Африки (что послужило одновременно началом формирования Атлантического океана) имело место 200 млн. лет назад. Скорость движения Американского континента в западном направлении составляет около 4 см в год. Предполагают, что причиной этого движения является наличие конвекционных токов в скрытопластической магме в ее очагах в верхней мантии. При движении Американского континента на запад он, как считают геофизики, надвигается на океаническую кору Тихого океана. Следствием напряженного состояния коры в зоне контакта являются землетрясения, служащие внешним выражением процессов складчатости и формирования горных сооружений Кордильер.

Горообразовательные процессы совершаются очень медленно, и проходили бы для человека совершенно незаметно. Однако землетрясения служат показателем происходящих горообразовательных движений. Естественно поэтому, что большинство тектониче-

ских землетрясений приурочено к областям, где горообразовательные процессы ещё не закончились.

Делаются попытки поисков методов прогноза землетрясений. Еще в XIX веке французский ученый А. Перре установил связь частоты землетрясений с фазами Луны, расстоянием Луны от Земли и ее кульминацией. Он показал, во-первых, что частота землетрясений повышается к сизигиям (Солнце, Земля и Луна располагаются на одной прямой); во-вторых, что частота их увеличивается к перигеям Луны и, наоборот, уменьшается к апогеям; и, в-третьих, наконец, что толчки землетрясений происходят чаще, когда Луна находится вблизи меридиана, чем когда она отдалена от него на  $90^\circ$ . Перре отметил, что частота землетрясений является необходимым следствием изменений в гравитационном поле Земли при его взаимодействии с космическим пространством.

Позднейшие исследования также подтверждают наличие такой связи.

В 60-х годах известный советский астроном Н. А. Козырев пришел к выводу о тесных взаимосвязях между тектоническими процессами, происходящими в недрах Луны и Земли. Изучая данные о 600 крупных землетрясений с глубоким расположением очага, имевших место на Земле, начиная с 1904 г., когда начались регулярные сейсмические наблюдения, он заметил, что за это же время астрономы отметили на Луне около 400 «временных явлений» истечений газов в кратерах и световых пятен. Н. А. Козырев пришел к выводу, что Луна и Земля находятся в сильном гравитационном взаимодействии. Луна вызывает на Земле приливы в земной коре, т. е. ее подъемы и опускания до 20 см, и обратно — Земля вызывает приливы в наружных лунных слоях, которые могут достигать нескольких метров. При этом он считает, что на Луне и Земле взаимное гравитационное взаимодействие в виде приливного эффекта ослабляет напряженное состояние в наружных слоях планет. Это благоприятствует возникновению землетрясений на Земле, а на поверхности Луны — «временных явлений». Характерно, что число «явлений» возрастает в момент наибольшей близости Луны к Земле, т. е. когда она находится в перигее. Особенно много лунных явлений за 1—2 дня до крупного землетрясения на Земле и через 1—2 дня после него. Н. А. Козырев, указывает, что связь тектонических процессов на Луне и Земле является настолько тесной, как если бы Луна была в непосредственном контакте с Землей, т. е. была ее седьмым континентом.

Все же физическая природа землетрясений не всегда ясна. Теория прогнозов землетрясений пока еще не разработана. Важнейшая проблема сейсмологии — предсказание времени землетрясения — еще не решена. Поэтому для предотвращения стихийных бедствий, причиняемых ими человечеству, большое практическое

значение имеют установленные географические и геологические закономерности их действия, а именно: выяснение приуроченности землетрясений к определенным географическим поясам и геологическим условиям на земном шаре. При этом на картах сейсмического районирования указывается максимально возможная сила сотрясения — «балльность», а в настоящее время предложено давать и оценку частоты землетрясений.

---

# ОСНОВЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Геоморфология является научной дисциплиной, изучающей формы рельефа земной поверхности, их происхождение и развитие. Геоморфология как наука в своих исследованиях и выводах тесно связана с геодезией и картографией, а также с физической географией и геологией. Геодезия и картография своими методами устанавливают формы, размеры и пространственные взаимоотношения элементов рельефа земной поверхности. Геоморфология на основании изучения истории образования объясняет происхождение форм рельефа и последующее направление их развития. Связь геоморфологии с физической географией состоит в следующем: предмет ее изучения — рельеф — является составной частью ландшафтной оболочки. Последняя, как целое, является предметом исследования физической географии. Отсюда видно, что геоморфология имеет такую же связь с физической географией, как гидрология, почвоведение, биология и другие науки, изучающие отдельные элементы ландшафтной оболочки Земли. Геоморфология, изучая историю и происхождение форм рельефа, пользуется геологическими методами, поскольку эти формы возникают и развиваются на поверхности твердой земной коры. Этим и определяется тесная связь геоморфологии с геологией. Плодотворные геоморфологические исследования могут быть выполнены в том случае, если они ведутся на основе геологических данных и совместно с геологическими исследованиями.

**Развитие геоморфологии.** Геоморфология в своем современном содержании является наукой молодой. Первоначально учение о рельефе было составной частью физической географии и геологии, а геоморфология, как самостоятельная научная дисциплина, выделилась из них в конце XIX — начале XX века. Почти до конца XIX века в изучении рельефа господствовало стремление прежде всего дать точное описание чисто внешних особенностей форм земной поверхности, сопоставлять сходное и формально разделять различное. Вопросы генетические оказывались на втором плане. Наиболее ярким представителем такого орографического направ-

ления в изучении рельефа за рубежом являлся К. Риттер, а в нашей стране к этому направлению принадлежали П. П. Семенов-Тянь-Шанский, П. А. Кропоткин, Н. М. Пржевальский и др.

Началом выделения геоморфологии в самостоятельную научную дисциплину был выход в свет в 1899 году книги американского геолога и географа В. М. Девиса «Географические циклы», в которой автор обобщил опыт по изучению рельефа Европы и Северной Америки и показал, что рельеф, как и другие образования природы, возникает, развивается и уничтожается. Отныне орографическое направление отступает на второй план, а господствующее положение занимает генетическое направление. В России вопросы происхождения форм рельефа начали изучаться еще М. В. Ломоносовым в его труде «О слоях земных». Развитие этого направления имеется в многочисленных трудах русских и советских ученых: В. В. Докучаева, А. П. Карпинского, В. А. Мушкетова, В. А. Обручева, Д. Н. Соболева, С. И. Щукина, Я. С. Эдельштейна и др. Важнейшее значение в развитии генетического направления имеют работы зарубежных ученых: А. Пенка, В. Пенка, В. М. Девиса и др.

**Практическое значение геоморфологии.** Рельеф имеет очень большое влияние на особенности климата, распределение поверхностных вод, растительности, животного мира и почвенного покрова. При освоении новых территорий рельеф является одним из первых объектов, наряду с другими, которые должны изучаться. Знание форм и характера рельефа необходимо при постройке разных видов путей сообщения, при освоении сельскохозяйственных угодий, при планировании и строительстве населенных пунктов, промышленных объектов, в военном деле и т. д. Изучение рельефа морских побережий, дна морей и океанов имеет первостепенное значение для судоходства, рыбного промысла, а также для выяснения и понимания режима морей и океанов. Для гидролога и метеоролога знание рельефа и особенностей его происхождения важно потому, что гидрологические и климатические процессы, а также развитие рельефа находятся между собой в тесной взаимосвязи и взаимодействии. По особенностям черт рельефа можно судить об общих условиях климата и гидрологическом режиме водных объектов, изучаемых гидрологом. После Великой Октябрьской социалистической революции, в связи с бурным развитием социалистического хозяйства, освоением новых территорий и строительством многочисленных путей сообщения, промышленных объектов, населенных пунктов и городов, геоморфология сыграла в СССР выдающуюся роль. При этом был собран огромный фактический материал по геоморфологии нашей Родины, который положен в основу новых теоретических обобщений советских ученых.



**Понятие о рельефе.** Поверхность земного геоида отличается наличием неровностей нескольких порядков. Неровности первого порядка представляют собой материковые плоскогорья, с одной стороны, и океанические впадины — с другой. В пределах материков и океанических впадин выделяются неровности второго порядка, третьего порядка и т. д. Совокупность неровностей различных порядков и составляет рельеф земной поверхности. По величине форм выделяют: макро-рельеф, мезорельеф и микрорельеф. Понятие о макро-, мезо- и микрорельефе основывается только на учете внешней формы и размеров элементов рельефа, без учета их внутренней структуры и происхождения. Границы между этими понятиями часто довольно условные; тем не менее эти понятия используются в гидрологии и при гидрографических описаниях.

**Макрорельеф** — это крупные формы рельефа, которые далеко выходят за горизонт видимости наблюдателя. Например: Восточно-Европейская равнина, Уральские горы, Средне-Сибирское плоскогорье и др. **Мезорельеф** — формы рельефа средние по размерам, примерно укладываемые в горизонт видимости. Например: речная долина, горный склон, карстовые увалы, барханы и др. **Микрорельеф** — мелкие формы рельефа, измеряемые долями и первыми десятками метров. Например: блюдца в степных равнинах, карровые борозды в карстовых областях, песчаная рябь на поверхности дюн и много других форм.

**Классификации рельефа земной поверхности.** Рельеф, как и другие естественные образования, для удобства изучения и практических целей разделяется на классы, группы и т. п. Исходя из особенностей рельефа, как объекта изучения, это разделяют на группы по различным признакам; вследствие этого существует несколько классификаций рельефа: 1) по внешнему виду; 2) по высотам над уровнем моря; 3) по происхождению.

1. Классификация рельефа по внешнему виду, или морфологическая классификация — самая простая и самая древняя. Здесь объединяются в одну группу формы рельефа, имеющие внешне сходство, независимо от их внутреннего строения и происхождения. По внешним признакам выделяется две подгруппы форм рельефа земной поверхности: а) равнинные пространства или равнины, б) пересеченные пространства.

а) *Равнины* характерны тем, что точки на их поверхности, удаленные одна от другой на значительные расстояния, имеют примерно одинаковую высоту над уровнем моря. Поверхность равнин не имеет ясно выраженного наклона в какую-либо сторону. Наличие уклонов и их направления на равнинах устанавливаются по направлению течения рек. На равнинах горизонт видимости открыт, а линия горизонта, как правило, имеет форму замкнутого

круга. Примеры: Восточно-Европейская равнина, Западно-Сибирская низменность, Аравийское плоскогорье и др.

б) *Пересеченные* или *расчлененные пространства* отличаются значительным колебанием высот поверхности на небольшом расстоянии. Рельеф расчлененных пространств складывается из резко выраженных положительных и отрицательных форм. Положительные формы представлены различного вида поднятиями, к которым принадлежат отдельные горы, горные хребты, вершины гор, возвышенности и др. Отрицательные формы представляют собой различного вида понижения поверхности: долины, котловины, впадины, блюдца, воронки и др. Пересеченные пространства характерны для различного вида горных стран. Горизонт видимости в пересеченных пространствах часто закрытый, а линия горизонта, как правило, имеет неправильную форму.

2. Классификация рельефа по высотам над уровнем моря, или *орографическая классификация*. По этой классификации в группы объединяются формы поверхности, имеющие близкие величины высот над уровнем моря.

*Низменности* — пространства земной поверхности, имеющие высоты над уровнем моря от 0 до 200 м. Низменности, как области, невысоко поднимающиеся над уровнем моря, относятся к равнинам по первой классификации. Пример: Западно-Сибирская низменность.

*Столовые страны, холмистые страны и низкие горы*, имеющие высоты от 200 до 500 м. Столовые страны характерны тем, что с поверхности — это равнины, а в геологическом отношении они сложены горизонтальными слоями. Пример: плато Устюрт. Холмистые страны имеют рельеф, выраженный чередованием водораздельных гряд и долин с пологими склонами и куполообразными вершинами. Пример: Средний Урал, возвышенности Восточно-Европейской равнины (Валдайская, Северные Увалы, Среднерусская и др.). Низкие горы отличаются от холмистых стран более резким очертанием поверхности. Например: Мугоджары, отдельные области Карельской АССР и Кольского полуострова.

*Плоскогорья, горы средние и горы высокие* — области с высотами более 500 м. Плоскогорья являются равнинами, с высотами более 500 м. Пример: плоскогорья Тибет, Декан и др. Горы средние и высокие различаются по внешним очертаниям. Средние горы характерны мягкими очертаниями поверхности. К ним относятся горы Западной Европы, Южный Урал и др. Высокие горы имеют резкие очертания и поднимаются выше снеговой линии. Пример: Альпы, Кавказ, Гималаи, Полярный Урал и др.

3. Классификация рельефа по происхождению или *генетическая классификация*. В данном случае объединяются в группы элементы рельефа, сходные по внутренней геологиче-

ской структуре и по происхождению. При построении такой классификации необходим структурно-генетический анализ форм рельефа: от самых мелких неровностей суши и морского дна до наиболее крупных планетарных — материковых выступов и океанских впадин. И здесь возникает ряд трудностей, которые обусловлены сложностью рельефа Земли и множеством процессов, участвующих в его образовании. Этим объясняется то положение, что до сих пор не удалось создать общепринятую генетическую классификацию. Советскими учеными-геоморфологами в последние десятилетия предложен перспективный путь для создания такой классификации, который связан с использованием понятий о геотекстуре, морфоструктуре и морфоскульптуре.

К элементам геотекстуры относятся самые крупные черты рельефа Земли, обусловленные силами общепланетарного масштаба, взаимодействующими со всеми другими факторами образования рельефа. К ним принадлежат материковые выступы, океанские впадины, платформенные равнины, горные системы.

Морфоструктуры — элементы второго порядка, осложняющие поверхность геотекстур; их можно характеризовать как крупные формы рельефа Земли, возникающие в результате исторически развивающегося противоречивого взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, при ведущей роли эндогенного фактора — тектонических движений. К ним относятся отдельные горные хребты, массивы, плато, возвышенности, низменности, впадины на поверхности суши и на дне океанов.

Морфоскульптурные элементы рельефа, сравнительно мелкие формы, своим происхождением обязаны преимущественно экзогенным процессам. Морфоскульптуры развиваются на поверхности морфоструктур суши и дна океанов как формы третьего порядка. Их примерами могут служить речные долины, бараньи лбы, моренные гряды, барханы на поверхности суши.

Плодотворность понятий о геотекстуре, морфоструктуре и морфоскульптуре подтверждается тем, что в геоморфологии в связи с этим появилась объективная основа для генетической классификации рельефа, а кроме того, появились новые теоретические направления в изучении рельефа. С понятием морфоскульптуры связано формирование климатического направления, или климатической геоморфологии. Понятие об элементах морфоструктуры стало основой для быстрого развития структурной геоморфологии. Основой для планетарной геоморфологии является учение об элементах геотекстуры. Одной из задач третьего направления в геоморфологии становится исследование планетарных черт рельефа Земли с помощью искусственных спутников. Выяснение природы геотекстур Земли закладывает прочные основы для развития кос-

мической геоморфологии, задачей которой будет изучение рельефа планет солнечной системы — Луны, Марса, Венеры.

Представления о морфоструктуре и морфоскульптуре являются отправными положениями в определении генетических признаков рельефа и взаимоотношений процессов, участвующих в его образовании. Анализ взаимосвязи и взаимодействия рельефообразующих факторов позволяет в каждом отдельном случае установить, какой из них является ведущим в формировании конкретных форм рельефа. Ведущий фактор принимается генетическим признаком в рассматриваемой классификации. Принимая изложенные положения в качестве предпосылки, генетическая классификация рельефа, для практических и учебных целей, представляется в следующем виде.

I. Рельеф эндогенного происхождения (элементы рельефа соответствуют морфоструктурам):

1. Тектонический рельеф.
2. Вулканический рельеф.

II. Рельеф экзогенного происхождения (элементы рельефа соответствуют морфоскульптурам):

3. Водноэрозионный и водноаккумулятивный (флювиальный) рельеф.
4. Карстовый рельеф.
5. Ледниковый рельеф.
6. Рельеф областей вечной мерзлоты.
7. Рельеф морских берегов.
8. Рельеф пустынь.
9. Рельеф горных стран.

В дальнейшем изложении дается описание выделенных генетических групп рельефа. Первая группа была довольно полно охарактеризована в конспекте лекций «Основы геологии» (изд. ЛГМИ, 1972) при рассмотрении эндогенных процессов, поэтому в целях избежания повторений на их характеристике останавливаться не будем, а систематический обзор начнем с группы водноэрозионного и водноаккумулятивного рельефа. Но прежде остановимся на общих процессах и условиях образования рельефа.

**Общие процессы и условия образования рельефа.** Общими процессами в образовании рельефа будут эндогенные и экзогенные явления и противоречивый характер их взаимодействия. К общим условиям развития рельефа следует отнести: 1) свойства горных пород как субстрата, на котором развивается рельеф; 2) тектонические структуры земной коры и формы залегания горных пород и 3) климатические условия. Ниже остановимся на роли и значении указанных общих процессов и условий.

Эндогенные процессы в общем имеют то значение в развитии рельефа, что они создают крупные неровности на поверх-

ности Земли, неровности первого и второго порядков (геотекстуры и морфоструктуры). Эти неровности создаются в результате вертикальных движений земной коры. Но роль земной коры не ограничивается только образованием крупных неровностей. Земная кора постоянно испытывает вертикальные движения, выраженные поднятиями или опусканиями, и особенность развития экзогенных форм рельефа земной поверхности будет определяться характером и скоростью вертикальных движений земной коры.

Экзогенными процессами, имеющими общее значение в развитии рельефа, являются выветривание и денудация.

Выветривание — это естественное разрушение горных пород на поверхности Земли. По особенностям процессов и по результатам различают *физическое* и *химическое* выветривание. При физическом выветривании происходит простое механическое дробление пород без существенного изменения их химического состава. Различают температурное и морозное физическое выветривание.

*Температурное* выветривание происходит при резких колебаниях температуры большой амплитуды в течение суток без участия воды. Такое выветривание характерно для пустынь, где суточная амплитуда колебания температур на поверхности скал достигает 60—70°. Днем под влиянием солнечных лучей поверхность скал нагревается, расширяется и отслаивается от внутренних частей, которые еще не успели нагреться. Таким образом, под влиянием дневного нагревания в скалах образуются трещины, располагающиеся, в общем, параллельно поверхности. По этим трещинам происходит отщепление и отслоение пород в виде пластин. Явление отслоения пород под влиянием дневного нагревания получило название десквамация. В ночное время температура в пустынях опускается близко к нулю. Поверхность скал охлаждается и испытывает сжатие. В это же время внутренние части скал имеют сравнительно высокую температуру и испытывают расширение. Под влиянием сжатия наружных частей и расширения внутренних в скалах возникают трещины, перпендикулярные к их поверхности. В результате температурного выветривания твердые скальные породы подвергаются растрескиванию и превращаются в остроугольные обломки разной величины.

*Морозное* выветривание происходит с участием воды при колебании температуры около нуля. При положительной температуре жидкая вода заполняет поры и трещины в породах. При замерзании вода расширяется и разрывает сплошные твердые породы на части в виде многогранников различной величины и формы. Такой вид выветривания является характерным в странах с холодным климатом, он также происходит в умеренном климате в осеннее и весеннее время. Результаты морозного выветривания

наглядно проявляются в горных странах и известны под названием «весенние камнепады». В течение осени, зимы и ранней весны под влиянием морозного выветривания на крутых склонах происходит отделение камней от скал. Весной при таянии снега и льда оторванные, но примерзшие камни срываются и падают на дно ущелий. В весеннее время, в связи с камнепадами, в целях предосторожности, дороги, проходящие по горным ущельям, закрываются. Под влиянием различных видов физического выветривания сплошные твердые скалы растрескиваются и разваливаются на угловатые обломки различной величины. Последние скалываются и накапливаются у подножий крутых склонов гор в виде щебнистых осыпей. После того как крутые скалистые склоны становятся более пологими, образуются щебнистые россыпи и каменные поля. Последние характерны тем, что поверхность на больших пространствах покрыта угловатыми камнями, по которым затруднительно перемещение даже пешком.

Результатом *химического* выветривания является разрушение химического состава пород. В связи с этим минералы, составляющие породу, разлагаются и за их счет образуются новые виды минералов, устойчивые в данных физико-химических условиях. При химическом выветривании происходят реакции: окисления, гидратации, разложения, двойного обмена, замещения и т. д. Эти реакции возникают при воздействии на горные породы воды, кислорода воздуха, угольной кислоты, а также многих минеральных и органических кислот. Главными агентами химического выветривания являются вода и уголекислота. Вода и уголекислота на поверхности Земли встречаются почти повсюду; соединяясь, они образуют угольную кислоту. Последняя на поверхности Земли при низких температурах и давлении является более сильной кислотой, нежели кремневые кислоты. По этой причине угольная кислота на земной поверхности разрушает силикаты. Разложение сопровождается образованием карбонатов, а также таких минералов, как опал, каолин и др.

Реакции окисления также играют большую роль. В глубинах Земли реакции происходят при недостатке кислорода, поэтому в силикатах железо, марганец и другие находятся в закисных формах. На поверхности Земли в условиях избытка кислорода закисные соединения становятся неустойчивыми и переходят в окисные, а это приводит к разрушению минералов класса сульфидов и силикатов и образованию минералов класса окислов. Химическое выветривание интенсивно проявляется в умеренном и тропическом климате, где вода почти всегда находится в жидкой фазе, а угольная кислота имеется в достаточных количествах за счет разложения растительных остатков. Особый характер выветривание имеет на дне морей и океанов, где оно выражается в физическом и хи-

мическом действии на горные породы воды и водных растворов.

Различают еще *биологическое* выветривание, которое происходит при участии животных и растений. Последние производят при своей жизнедеятельности механическое и химическое разрушение горных пород, которые по существу сходны с общими физическими и химическими процессами выветривания.

В природе физическое и химическое выветривание происходит совместно и одновременно. Физическое выветривание путем дробления пород приводит к образованию огромных поверхностей, необходимых при химических реакциях. Поэтому физическое выветривание как бы подготавливает материал горных пород для химического разложения. В результате выветривания на поверхности Земли из первичных—магматических пород образуются: щебнистые обломки, песок, глины и различные растворимые минералы, которые все вместе получили название «продукты выветривания».

**Денудация.** Продукты выветривания после своего образования в условиях равнинного рельефа могут временно оставаться на месте и представляют так называемые остаточные горные породы или элювий. В условиях пересеченного рельефа продукты выветривания, как правило, путем сноса и переноса удаляются с места своего образования. Снос и перенос продуктов выветривания производится поверхностными водами суши, водами морей и океанов, ледниками и ветром. Кроме того, продукты выветривания могут перемещаться под действием силы тяжести. Такое перемещение происходит всюду на склонах, крутизна которых не менее 3—5°. Однако, следует подчеркнуть, что на суше водные потоки являются главным агентом денудации. Денудация водными потоками выражается в виде твердого и ионного (в виде растворов) стока, она изучается гидрологией. Совокупность процессов, посредством которых происходит снос и перенос продуктов выветривания горных пород, называют денудацией. Снос и перенос продуктов выветривания происходит из областей более высоких в области более низкие. В пониженных областях происходит отложение продуктов переноса. В результате денудации происходит относительное понижение высоких областей, а накопление продуктов переноса приводит к относительному повышению пониженных областей. В конечном итоге процессы денудации приводят к выравниванию земной поверхности.

Процессы денудации на поверхности Земли протекают постоянно и повсеместно, но форма их проявления тесно связана с климатическими условиями и особенностями рельефа. Несмотря на постоянное и повсеместное проявление денудации поверхность

Земли еще не превращена в сплошную равнину. Это объясняется тем, что происходит проявление эндогенных процессов, которые создают новые неровности на поверхности Земли. Особенность рельефа поверхности Земли для каждого этапа ее геологической истории является результатом взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Выветривание и денудация протекают одновременно и обуславливают друг друга. Выветривание подготавливает материал для переноса. При удалении продуктов выветривания разрушению подвергаются нижележащие горизонты пород. Благодаря денудации выветривание может проникать на большие глубины в земную кору. Кроме того, в связи с удалением продуктов выветривания на поверхности Земли вскрываются различные глубины земной коры, а поэтому полезные ископаемые, залегающие в недрах Земли, становятся доступными для добычи и использования.

При условии слабого проявления процессов денудации продукты выветривания остаются на месте и служат субстратом, на котором развиваются почвы, являющиеся основным элементом производительных сил сельского хозяйства. Из сказанного видно, что экзогенные процессы, в виде выветривания и денудации, имеют важное значение для развития рельефа, а также для формирования почв.

**Свойства горных пород.** Из свойств горных пород, оказывающих влияние на особенности развития рельефа, важнейшими являются следующие: устойчивость к процессам разрушения, водопроницаемость и растворимость.

Горные породы, слагающие земную кору, все без исключения подвергаются выветриванию. Но одни из них разрушаются сравнительно легко и быстро, а другие оказывают процессам разрушения значительное сопротивление. По этому признаку все горные породы можно разделить на относительно более устойчивые и менее устойчивые. Указанные свойства пород наглядно проявляются в том случае, если в строении земной коры принимают участие разнообразные породы, которые в залегании образуют многократное чередование между собой, что характерно для складчатых областей. Различные породы по своему составу, структуре и сложению имеют также и различную устойчивость. В местах, сложенных более устойчивыми породами, разрушение и снос продуктов выветривания будет происходить значительно медленнее, чем в местах, сложенных менее устойчивыми породами. Поэтому к устойчивым породам будут приурочены положительные элементы рельефа: возвышенности и водоразделы; с породами менее устойчивыми будут связаны отрицательные элементы рельефа: долины, ложбины и др. Гидрографическая сеть на поверхности суши в своем размещении тесно связана с характером рельефа,



а следовательно, и с особенностью распределения устойчивости пород, слагающих земную кору. В развитии рельефа имеет значение не абсолютная устойчивость пород, а относительная. Так, при выходе на поверхность кварцитов, гранитов и известняков первые будут самыми устойчивыми, а последние — известняки — наименее устойчивыми; при совместном залегании известняков, глин и песков наиболее устойчивыми будут известняки. В первом случае к известнякам будут приурочены отрицательные формы рельефа, а во втором — положительные.

По степени водопроницаемости горные породы в геоморфологии принято делить на водопроницаемые и водонепроницаемые. К первым принадлежат: пески, песчаники, галечники, конгломераты, известняки, лёсс, лёссовидные суглинки и супеси, вулканические туфы и др., ко вторым — глина, мергеля, кристаллические сланцы, интрузивные породы и др. Различная водопроницаемость пород оказывает существенное влияние на очертания форм рельефа. Так, склоны, сложенные водопроницаемыми породами, будут крутыми и отвесными, а склоны, сложенные породами водонепроницаемыми, будут пологими. Различная форма склонов объясняется различной интенсивностью процессов денудации. Атмосферные осадки, выпадая на поверхность водопроницаемых пород, быстро проникают в глубину, почему поверхностный сток здесь почти отсутствует, а денудация — минимальная. Водонепроницаемые породы воду атмосферных осадков не пропускают в глубину, поэтому почти вся вода атмосферных осадков стекает по поверхности склонов и производит интенсивную денудацию. Наглядным примером влияния водопроницаемости пород на характер склонов может служить южный берег Крыма, который в верхней части сложен верхнеюрскими известняками, а в нижней части — триасовыми глинистыми породами. В верхней части склон крутой, часто с вертикальными обрывами и труднодоступный. В нижней части — пологий и легкодоступный. Здесь расположены города и санатории Крыма, а также сады и виноградники.

По растворимости, с точки зрения рельефообразования, горные породы разделяются на две группы: растворимые (известняки, доломиты, каменная соль, гипс) и практически нерастворимые породы (глины, песчаники, кристаллические сланцы, изверженные породы и др.). В областях распространения на поверхности Земли растворимых пород развиваются специфические *карстовые* формы рельефа, а в областях залегания нерастворимых пород — *долинные* формы рельефа. Об особенностях указанных форм будет говориться в соответствующих местах.

Формы залегания горных пород или структура земной коры оказывают непосредственное влияние на формы рельефа и рас-

пределение их в плане на поверхности Земли. Это влияние структуры будет показано в дальнейшем изложении. Здесь мы ограничимся только отдельными примерами. Так, известно, что для платформенных областей, с горизонтальным залеганием чехла, характерны равнинные формы рельефа. Для геосинклинальных областей, с характерными сложными дислокациями и взаимоотношениями пород, свойствен горный и пересеченный рельеф. В областях с горизонтальным залеганием пород, по той причине, что врезание речных долин происходит примерно с одинаковой скоростью, развивается в плане древовидная сеть речных долин и водоразделов. В областях с наклонным и складчатым залеганием пород главные, наиболее крупные речные долины, приурочены к слоям более легко размываемых пород. Притоки в главные долины стекают со склонов водоразделов и впадают в них почти под прямым углом. Поэтому в складчатых областях развивается ортогональная или прямоугольная сеть речных долин и водоразделов.

Климатические условия часто являются ведущими в развитии экзогенных (морфоскульптурных) видов рельефа. Они определяют собой характер выветривания, особенность и интенсивность денудации, оказывают влияние на внешнее очертание скульптурных форм рельефа и т. д. Чтобы конкретнее выразить взаимоотношения между климатом и рельефом предлагаются геоморфологические классификации климатов, отражающие их роль в рельефообразовании. Во всех этих классификациях выделяется три основных группы климатов: 1) нивальные (снежно-ледниковые) климаты; 2) гумидные климаты с избыточным увлажнением (количество получаемого солнечного тепла недостаточно для испарения всей влаги, поступающей в виде осадков, и избыток воды отводится поверхностным и грунтовым стоком, являющимся причиной формирования речной сети; наличие речной сети — характерный признак областей с гумидным климатом); 3) аридные — сухие и жаркие климаты пустынь и полупустынь. Особенности развития рельефа в конкретных климатических условиях будут показаны при рассмотрении форм рельефа экзогенного происхождения.

## 2. ВОДНОЭРОЗИОННЫЕ И ВОДНОАККУМУЛЯТИВНЫЕ (ФЛЮВИАЛЬНЫЕ) ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Водноэрозионные и водноаккумулятивные формы рельефа возникают и развиваются благодаря деятельности водных потоков. Большая часть суши приподнимается над уровнем океана, только 800 000 км<sup>2</sup> расположено ниже уровня моря. Сток атмосферных осадков возникает благодаря наличию уклонов поверхности суши. Сначала появляются мелкие струйки и ручейки, затем они, постепенно сливаясь, образуют ручьи, речки, реки, имеющие общее

название — водные потоки. Последние стремятся к наиболее низким местам поверхности Земли, достигают и впадают в моря, озера или теряются в песках пустынь. Поскольку реки питаются за счет вод атмосферных осадков, их можно рассматривать как продукт климата. Это подтверждается наглядно тем, что густота и водность речной сети тесно связана с климатом.

Деятельность проточных вод подчиняется простым механическим законам тяжести. Потенциальная энергия реки выражается известной формулой  $E = Mhg$ , т. е. она прямо пропорциональна массе воды  $M$  и высоте падения  $h$ .

Результаты деятельности проточных вод зависят от сложного сочетания ряда условий: геологического строения земной коры, характера тектонических движений, размера водных потоков, времени деятельности потоков и др. Геоморфологическая деятельность проточных вод имеет огромное значение в расчленении поверхности суши, приподнятой над уровнем моря, в переносе и переотложении громадных масс продуктов разрушения горных пород. В зависимости от условий и длительности действия водные потоки в одних случаях создают расчлененный рельеф, а в других — создают равнинные или выравненные поверхности. В результате деятельности поверхностных проточных вод могут быть созданы прямо противоположные формы рельефа.

Из экзогенных процессов, преобразующих земную поверхность, работа текучих вод является наиболее важной. Формы рельефа, связанные с деятельностью проточных вод, имеют наибольшее распространение и на поверхности суши они встречаются почти всюду, за исключением областей, лежащих выше снеговой линии и типичных пустынь. На огромных площадях эти формы являются определяющими в рельефе.

В деятельности проточных вод можно различать плоскостной смыв и линейный размыв. Плоскостной смыв представляет наиболее простую форму деятельности проточных вод. Он происходит во время дождя на равнинном склоне, который сверху покрыт слабо водопроницаемыми породами. Здесь в верхней части склона густые непостоянные струйки, стекая книзу, сливаются в сплошной плоский поток, который следует к подошве склона, где исчезает в рыхлых делювиальных отложениях. Плоский поток захватывает в верхних частях склона мелкий рыхлый материал и переносит его к подножию склона; где этот материал отлагается с исчезновением потока. Рыхлый материал, принесенный временными потоками и отложенный у подножия склонов, получил название делювия или делювиальных отложений. Для последних характерно отсутствие резкой сортировки по крупности частиц, отсутствие слоистости, большая водопроницаемость. Накопление делювиальных отложений у подножия склонов

происходит в странах с гумидным климатом. Это накопление приводит к тому, что крутые склоны превращаются в пологие, а формы рельефа с резкими очертаниями приобретают мягкие контуры. Плоский смыв является начальной и элементарной формой сноса, которая проявляется на склонах. Отсюда следует, что универсальная форма сноса текучими водами имеет площадной характер. Под влиянием длительного воздействия площадного сноса происходит понижение суши над уровнем моря.

Линейный размыв происходит в результате постоянного концентрированного действия водных потоков на свое ложе. Линейный размыв водными потоками называется эрозией (врезанием). Вследствие сосредоточенного линейного размыва под действием водных потоков в рельефе образуются борозды, рывины, овраги и долины.

Углубления земной поверхности, вытянутые и открытые в направлении общего уклона страны, выработанные или использованные водными потоками называются речными долинами. Для долин водноэрозионного происхождения характерными признаками являются: линейное протяжение в направлении уклона поверхности; они могут только сливаться, но никогда не пересекаются одна другой, а после слияния далее не продолжают в отдельности. В природе известны единичные случаи, когда река из единого русла разветвляется и образует дальше две самостоятельных долины. Разделение реки и ее долины на две ветви, направляющиеся в разные бассейны, называют бифуркацией реки. Характерный пример бифуркации дает р. Ориноко (Ю. Америка), которая в верхнем течении делится на две реки: одна из них, сохраняющая название Ориноко, впадает непосредственно в Атлантический океан, а другая, под названием Касикьяре, течет в Рио-Негро (левый приток Амазонки). Имеется бифуркация в верховьях Мезени и в низовьях р. Чу. Последняя дает в паводки ручей Кутемальда, впадающий в оз. Иссык-Куль.

Эрозию, как процесс размыва, с которым связано образование долин, различают трех видов: глубинную, боковую и регрессивную.

Под действием глубинной эрозии происходит углубление долины, при этом река врезается в земную кору в вертикальном направлении.

В результате боковой эрозии происходит расширение долины в горизонтальном направлении. Это происходит при подмывании склонов долины у подошвы и отступании их в стороны от русла реки на уровне дна долины.

Под действием регрессивной эрозии происходит отодвигание верховья долины в сторону, противоположную направлению тече-

ния. Вследствие этого происходит удлинение долин. В общем случае долины закладываются на краях возвышенностей и материков, а затем регрессивная эрозия, отодвигая их верховья, приводит к тому, что долины удлиняются и врезаются в срединные части возвышенных областей и материков. Заметим, что удлинение долин происходит не только вследствие регрессивной эрозии. При поднятии материков и отступании моря реки как бы тянутся за отступающей береговой линией и наращивают свою долину в направлении течения.

**Базис эрозии.** Эрозионные процессы, в особенности глубинная эрозия, а также развитие эрозионного рельефа, контролируются базисом эрозии.

Базис эрозии — это поверхность, на уровне которой водный поток (река, ручей) теряет свою живую силу и ниже которой он не может углублять свое ложе. Различают нижний или главный базис эрозии и местный базис эрозии.

Обычно за нижний базис эрозии принимают уровень того водного бассейна (моря или океана), куда река впадает. В действительности нижний базис эрозии часто лежит несколько ниже этого уровня. Это видно из того, что дно многих рек опускается ниже уровня моря, далеко выше устья. Например, дно р. Волги на значительном расстоянии к северу от ее устья лежит ниже уровня Каспийского моря до 30—38 м. Для притоков нижним базисом эрозии часто является дно главной реки в месте ее слияния.

Местным базисом эрозии называется каждая точка дна реки, которая длительное время сохраняет постоянную высоту и может служить базисом эрозии для части водотока, следующей непосредственно выше по течению. Местные базисы эрозии обычно приурочены к выходам более устойчивых пород. Постоянство уровня базисов эрозии относительно. Местные базисы эрозии наименее устойчивы, они быстро размываются и поэтому их еще называют временными базисами эрозии. Причина изменения главного базиса эрозии — вековые изменения уровня океана и эпейрогенические движения земной коры. Изменение высотного положения базиса эрозии вызывает изменение интенсивности эрозионных процессов.

Реки, у которых дно находится выше базиса эрозии, производят глубинный размыв, т. е. в таких реках происходит углубление долин. Поперечный профиль в таких долинах имеет V-образную форму, склоны крутые, продольный профиль имеет вид ступенчатой кривой, а в руслах по течению наблюдаются водопады, пороги, быстрины и т. п. Морфологические особенности речных долин и рельефа несут черты молодости. Как только дно реки будет согласовано с уровнем базиса эрозии, глубинный размыв ослабля-

ется. После этого в долинах проявляется, главным образом, боковая эрозия, с которой связано их расширение и образование плоского дна. В связи с этим поперечный профиль в долинах приобретает ящикообразную форму, а продольный профиль — вид кривой, вогнутой кверху; в верховьях он спускается довольно круто, а в низовьях долины — асимптотически приближается к горизонтальной линии. Продольный профиль такой формы называют нормальным или профилем равновесия. Для этой стадии развития долин является характерным то, что в их верховьях продолжается глубинный размыв, а в средних частях и в особенности в низовьях происходит преимущественно отложение аллювия. Размыв находится как бы в равновесии с аккумуляцией. В водных потоках с V-образными формами долин течение сравнительно быстрое, поэтому их русла в основном прямолинейны. В долинах рек с плоским широким дном турбулентное (винтообразное) движение воды приводит к извилистому течению рек в плане. Закономерно повторяющиеся извилины русел и речных долин получили название м е а н д р.

Меандры различают двух видов: блуждающие и врезанные. Блуждающие меандры отличаются тем, что долина в основном прямолинейная, а по ее плоскому дну русло имеет закономерные изгибы. Врезанные — характерны наличием одновременных закономерных изгибов долины и русла реки. Врезанные меандры являются последующей стадией развития блуждающих меандр. При понижении базиса эрозии река, в которой сформировались блуждающие меандры, возобновляет интенсивность глубинной эрозии, которая начинается от устья и следует вверх по извилистому руслу. Углубление долины произойдет до уровня нового базиса эрозии, и в плане она в общем повторит извилины русла, которые были на более высоком уровне базиса эрозии. Таким образом, врезанные меандры являются как бы спроектированными блуждающими меандрами на новый уровень.

Наличие меандр в долинах, в свою очередь, приводит к спрямлению русел и образованию стариц. Развитие последних связано с неравномерным размывом вогнутых и выпуклых берегов в извилинах русел рек. У вогнутых берегов русло реки описывает дугу большего, а у выпуклых — дугу меньшего круга. Поэтому у вогнутых берегов наблюдается большая линейная скорость течения, что вызывает их размывание, а у выпуклых берегов — меньшая линейная скорость течения, что приводит к аккумуляции и наращиванию этих берегов. Размыв вогнутых берегов приводит к размыву перемычек между изгибами русла и к его спрямлению. После образования спрямленных отрезков русла извилины в данном месте в межень становятся не проточными, их река оставляет. Заброшенные извилины русел рек называют старицами или

староречьями. Последние представляют собой озера эрозийного происхождения.

**Морфологические типы долин.** В образовании речных долин принимает участие линейный размыв — эрозия всех видов и денудация склонов. Соотношением интенсивности эрозии и денудации склонов создаются различные морфологические типы долин, которые определяются формой их поперечного профиля. По указанному признаку выделяют четыре главных типа долин: теснины, каньоны, V-образные и ящикообразные долины.

Теснины характерны своими крутыми или даже отвесными склонами, их глубина в несколько раз больше ширины. В образовании теснин принимает участие, главным образом, глубинная эрозия; денудация на склонах проявляется слабо. Теснины распространены в молодых горных странах: Кавказ, Тянь-Шань, Альпы и др., где одновременно с поднятием происходит врезание речных долин.

Каньоны представляют глубокие долины с крутыми, часто ступенчатыми, но не вертикальными склонами, их глубина близка к ширине между бровками склонов, дно узкое и занято руслом. В образовании этого типа долин принимает участие глубинная эрозия и, частично, денудация склонов. Они характерны для горных стран с сухим климатом. В горах с более влажным климатом каньоны образуются в местах залегания водопроницаемых пород. Классическим примером долин этого типа являются каньоны р. Колорадо и ее притоков в США; имеются они также на Кавказе, в Альпах и др.

V-образные долины в поперечном профиле имеют форму латинской буквы V. Они наблюдаются в горных странах с достаточно увлажненным климатом, их развитие происходит при одновременном сочетании глубинной эрозии и интенсивной денудации склонов.

Описанные три типа долин все вместе называют ущельями. Они сходны тем, что наблюдаются в горных странах: их склоны крутые, дно занято руслом, коренные склоны одновременно являются берегами русел рек.

Ящикообразные или пойменные долины имеют плоское и широкое дно, называемое поймой, по которому протекает относительно узкое русло реки. Коренные склоны долины далеко отступают от русла и поэтому не являются берегами рек. Глубина долин по сравнению с шириной незначительная, склоны большей частью пологие. В их образовании принимает участие глубинная эрозия, боковая эрозия и денудация склонов. Этот тип свойствен для равнинных стран и для устойчивых платформенных областей. Платформы длительное время могут находиться на одной высоте над уровнем моря. Поэтому здесь реки врезаются до

базиса эрозии, а затем расширяют свои долины на определенном уровне. Примерами данного типа будут долины рек Волги, Нила, Миссисипи и др.

По течению одной и той же реки на отдельных отрезках могут наблюдаться различные типы долин. Это особенно может наблюдаться в реках, берущих начало в горах и выходящих на равнины. Например: реки Кубань, Аму-Дарья, Инд и др.

**Аллювиальные отложения и водноаккумулятивные формы рельефа.** Водные потоки при движении затрачивают свою живую силу, кроме размыва, на перенос обломочного минерального материала. Чем больше скорость течения, тем более крупные обломки увлекаются потоками и тем в большем количестве. По закону Эри линейные размеры влекаемых частиц пропорциональны квадрату скорости течения ( $l = \kappa V^2$ ), а вес частиц пропорционален шестой степени скорости течения ( $p = \kappa V^6$ ). Если для примера взять увеличение скорости отношением 1:2:4, то вес частиц соответственно увеличится 1:64:4096. Отсюда становится понятным, почему при сравнительно небольших разностях в скорости равнинных и горных рек, первые несут ил и песок, а вторые — гальку и крупные валуны. Текучие воды материал различной крупности переносят различным способом. Гравий, гальки и валуны перекачиваются по дну русел. При перекачивании происходит истирание твердых обломков пород. Поэтому гальки тем лучше будут окатаны и округлены, чем на большее расстояние они перенесены. Песчаные и глинистые частицы переносятся во взвешенном состоянии, а растворимые минералы (гипс, галит, кальцит) и соли — в растворах. При всяком уменьшении живой силы водных потоков переносимый ими обломочный материал соответственных размеров отлагается. Это происходит при уменьшении скорости течения, что связано, главным образом, с уменьшением падения, а также при расширении русла. Независимо от причин при любом уменьшении скорости водных потоков происходит отложение влекаемых обломочных частиц.

Минеральные осадки, образованные постоянными водными потоками, называют аллювиальными отложениями или аллювием. При всем разнообразии условий образования аллювиальных пород постоянным является, однако, то, что обломочный материал всегда выпадает из движущейся жидкой среды. Признаками аллювия являются такие: наличие сортировки по крупности частиц и наличие слоистости; слои имеют небольшую мощность и быстро выклиниваются по простиранию; горизонтальные слои пород дополнительно имеют косую или диагональную слоистость, которая и является результатом отложения минеральных осадков из движущейся среды.



Кроме того, в речных отложениях характерными являются остатки пресноводной фауны, обитающей в проточных водах (например, устрицы).

В водных потоках от верховьев к устьям происходит уменьшение скорости течения, в связи с этим почти на всем протяжении речных долин происходит отложение аллювия. В верхней части отлагается, главным образом, крупнообломочный материал — гальки и гравий; в средней части — пески и глины, а в низовьях илистые и глинистые осадки. Наиболее резкое уменьшение живой силы рек происходит при выходе из гор на равнины и при впадении в озера и моря. В указанных местах отлагаются и накапливаются аллювиальные отложения на больших площадях. При выходе водных потоков из гор на равнины, вследствие уменьшения скорости течения, у подножия гор на суше отлагается аллювий в форме так называемых конусов выноса. Последние в некоторой степени по форме напоминают конус, обращенный вершиной к подножию гор, а расширенным основанием — в направлении течения водного потока. В вершине конуса выноса отлагается крупнообломочный материал, а дальше к основанию происходит постепенная смена песчаными пылеватыми отложениями. Конусы выноса соседних водных потоков, выходящих на равнины, перекрываются друг другом и образуют у подножия гор наклонные аллювиальные равнины, которые получили название предгорных шлейфов, которые являются характерными водноаккумулятивными формами рельефа для гор Тянь-Шаня, Памира и др. В указанных местах конусы выноса и предгорные шлейфы, как удобные формы рельефа для орошения, широко используются для поливного земледелия. При впадении рек в озера и моря в устьях происходит почти полная остановка течения вод. Поэтому обломочный материал, принесенный реками в виде мелких песков, ила и глины, отлагается в устьях рек, из которого формируются дельты. Последние имеют треугольную форму, подобную греческой букве  $\Delta$ , откуда и получили свое название. В процессе развития и увеличения в размерах расширенные основания дельт продвигаются в сторону моря, а реки по дельтам прокладывают свои русла и несут дальше обломочный материал, которым они засыпают мелководную окраину моря.

Когда крупные реки впадают в мелководные морские заливы, происходит сравнительно быстрое заполнение заливов аллювиальными дельтовыми отложениями, на месте которых образуются аллювиальные равнины. Примерами аллювиальных равнин будут следующие: Восточно-Китайская низменность, образовавшаяся на месте морского залива, заполненного аллювием р. Хуанхэ; Оринокская низменность; Амазонская низменность; Месопотамская низменность; Куро-Араксинская низменность; запад-

ная часть Прикаспийской низменности, представляющая слившиеся дельты Кумы, Терека и Сулака.

**Речные террасы.** Террасами называют естественные ступенчатые формы рельефа. В террасе различают площадку и уступ. Первая представляет равнину, а второй — склон, которым площадка связывается с нижележащей террасовой площадкой или с другими элементами рельефа. Речные долины в течение своей истории развития претерпевают ряд изменений в связи с тектоническими движениями и изменением климатических условий. Следы этих изменений фиксируются на склонах долин в виде террас. В речных долинах различают поперечные и продольные террасы.

Поперечные террасы выражаются в продольном профиле долин. Они, подобно плотинам, перегораживают долины поперек, с ними связаны в долинах водопады, пороги, быстрины и т. п. Образование поперечных террас обусловлено врезанием долин в части земной коры, которые сложены чередованием более устойчивых и менее устойчивых пластов пород.

В местах выходов более устойчивых пород на поверхность, в долинах рек, в связи с задержкой глубинной эрозии, образуются уступы поперечных террас, которые одновременно являются уступами водопадов. Уступы поперечных террас подвергаются интенсивной регрессивной эрозии, под влиянием которой они отступают вверх по долине. При наклонном залегании устойчивых пластов уступы поперечных террас и водопадов, под влиянием регрессивной эрозии, отступая, понижаются и исчезают. Уступы водопадов, в которых устойчивые пласты залегают горизонтально, при отступании сохраняют свою высоту на всем протяжении такого пласта. Отсюда следует, что при условии горизонтального залегания слоев уступы водопадов имеют устойчивую высоту и существуют длительное время. Примерами водопадов такого вида являются Ниагарский и Виктория. Уступ Ниагарского водопада (в США) имеет ширину 1220 м и высоту 48—51 м, сложен твердыми силурийскими известняками, залегающими горизонтально, которые подстилаются более легко размываемыми сланцами и песчаниками. Отступление уступа водопада происходит от оз. Онтарио к оз. Эри со скоростью от 10 до 150 см в год в различных его частях. Принимая во внимание длину глубокого ущелья р. Ниагары и скорость отступления уступа, определено время, протекшее с момента образования водопада, — около 35 000 лет. Водопад Виктория на р. Замбези в Южной Африке имеет ширину 1800 м и высоту около 120 м. Уступ сложен базальтами, образующими здесь горизонтальный лавовый покров. Левые притоки р. Невы в Ленинградской области при впадении в Невскую долину образуют водопады. Последние обусловлены тем, что с юга к Невской долине

прилегает равнина, сложенная довольно прочными ордовикскими известняками, в подошве которых залегают кембрийские пески и рыхлые песчаники.

Продольные террасы в речных долинах прослеживаются вдоль склонов и выражены в их поперечном профиле. На поперечном профиле речной долины, при наличии террас на правом и левом склоне, наблюдаются площадки террас с одинаковой высотой над уровнем реки. Если мысленно соединить площадки с одинаковой высотой, расположенные на противоположных склонах долины, то легко обнаружить, что эти площадки представляют собой древние уровни дна долины. Каждый такой уровень дна должен был сформироваться на соответственном ему уровне базиса эрозии. Таким образом, уровню площадки каждой продольной террасы должен соответствовать определенный уровень базиса эрозии.

Отсюда следует, что продольные террасы на склонах речных долин в своем образовании связаны с изменением уровня базиса эрозии. Изменения высоты базиса эрозии вызывают чередование глубинной и боковой эрозии. Понижение или повышение базиса эрозии вызывается соответственно вертикальным поднятием или опусканием суши. В период поднятия суши и понижения базиса эрозии в речных долинах происходит глубинная эрозия, с этим периодом связано формирование уступов террас. В период длительного стационарного положения высоты суши над уровнем моря происходит боковая эрозия и образование плоского и широкого дна в долинах рек, т. е. будущих площадок террас.

Следовательно, ряд террас на склонах речных долин является результатом прерывистого вертикального поднятия суши и чередования глубинной и боковой эрозии.

По геологическому строению выделяют два вида продольных террас: коренные и аллювиальные или аккумулятивные террасы.

Коренные или террасы размыва отличаются тем, что они сложены теми же коренными породами, в которые врезана долина в данном районе. Аллювиальные отложения в строении таких террас участия не принимают. Эти террасы характерны для речных долин горных стран, где падение рек значительное, скорости течения большие и аллювий на дне долин почти не отлагается. Разновидностью коренных террас являются денудационные террасы. Последние образуются на склонах долин, врезанных в горизонтальные слои с наличием чередования более устойчивых мягких пород. Денудация склонов такого геологического строения происходит неравномерно, что приводит к образованию на них террас. Здесь площадки террас сверху слагают более устойчивые слои, а уступы в нижней части слагаются легко разрушаемыми породами. Таким образом, денудационные террасы не являются

древними уровнями дна долин и в своем образовании не связаны с чередованием глубинной и боковой эрозии. Денудационные террасы образуются в результате денудации склонов, сложенных горизонтальными и слабо наклонными слоями. При крутом падении слоев такие террасы не образуются.

Аллювиальные или аккумулятивные террасы характерны тем, что в их строении принимают участие аллювиальные отложения. Они образуются при чередовании в долинах рек глубинной эрозии, боковой эрозии и аккумуляции. Накопление аллювия на дне речных долин происходит после выработки нормального профиля и образования плоского дна. Поэтому, если на дне плоской долины будет накоплена значительная толща аллювия, а потом произойдет врезание новой фазы долины, образовавшиеся в этом случае террасы будут построены из аллювиальных отложений. Аккумулятивные террасы в своем распространении связаны с реками равнинных областей.

На склонах речных долин наблюдается обычно по несколько ступеней продольных террас: от 2—3 до 8—10. Террасы более высокие обычно и более древние, а более низкие соответственно более молодые. Счет террас ведется снизу вверх, от молодых к древним. Первая — нижняя терраса называется поймой, остальные, расположенные выше, называют надпойменными террасами.

Пойма — это плоское дно зрелой долины, покрытое плащом аллювиальных отложений, затопляемое в половодье, по которому течет, извиваясь в низких берегах, река. Ее ширина изменяется от первых сотен метров до первых десятков километров. Рельеф поймы в общем равнинный, но при детальном изучении в ней по особенностям рельефа различают три части: прирусловая пойма, центральная пойма и притеррасная пойма.

Прирусловая пойма, или прирусловое повышение, представляет собой валообразное повышение, прилегающее близко к руслу с одной или обеих его сторон, и вытянуто по течению в виде прерывающихся гряд с относительными высотами 5—10 м. Такие гряды обычно сложены песками и покрыты древесной и кустарниковой растительностью. Песчаные гряды прируслового повышения образуются во время половодья при выходе водного потока из русла. При выходе из русла происходит уменьшение скорости течения воды и отложение влекомого, главным образом песчаного материала. Накопление песчаных гряд происходит там, где происходит выход и разлив реки.

Центральная пойма отличается равнинным рельефом, она во время паводков равномерно заливается водой, здесь отла-

гаются в основном илы. На этой равнине развиваются богатые аллювиальные почвы, на которой произрастают сочные луговые травы.

Притеррасная пойма, или притеррасное понижение, выражено ложбиной, прилегающей к подножию уступа, которым вторая терраса спускается к пойме. Притеррасное понижение имеет различное происхождение. Нередко к ней приурочены старицы. Оно всегда заболочено и с ним пространственно связано накопление торфа в долинах рек.

Описанные черты рельефа поймы являются характерными для равнинных рек умеренного климатического пояса. Речные террасы как в равнинных, так особенно в горных областях, имеют многостороннее значение в практической деятельности человека: для размещения населенных пунктов и городов, сооружения между ними путей сообщения, размещения сельскохозяйственных угодий и т. д. Изучение террас в современных долинах раскрывает закономерности вертикальных движений земной коры в четвертичный период.

**Влияние тектонических структур на морфологию долин и эрозионного рельефа.** Расположение долинной сети в плане и ее морфология определяется сочетанием ряда условий; а именно: характером рельефа первичной поверхности, на которой закладывается речная сеть, геологической структурой, климатом и возрастом суши. Первые два условия определяют направление долин, а два последних — густоту сети и состояние развития долин. Речные долины в своем направлении по отношению простирающихся тектонических структур (наклонных пластов, складок, сбросов) могут быть продольными, поперечными и диагональными.

Продольные долины располагаются и следуют параллельно простирающимся тектоническим структурам, их морфология и направление обусловлены тектоническим строением, поэтому такие долины еще называют тектоническими долинами. Среди них в свою очередь различают синклинальные, антиклинальные, моноклинальные и сбросовые долины.

*Синклинальные долины* врезаны в синклинальные складки и следуют по ее осевой части. Наклонные слои складки, слагающие склоны, имеют падение к долине; поэтому подземные воды, вскрытые долиной, питают речные воды. В связи с выходами подземных вод у подножия склонов здесь часто образуются оползни. При сооружении плотин и поднятии уровня воды в таких долинах нет опасности ухода речных вод из водохранилища.

*Антиклинальные долины* врезаны в замок и следуют также по оси антиклинальных складок. Здесь пласты, слагающие оба склона, падают от долины, вследствие этого речные воды питают под-

земные воды. Постройка плотин и поднятие уровня воды в таких долинах всегда связано с риском ухода речных вод из водохранилища.

В молодых складчатых областях тектоника часто соответствует рельефу, это выражено тем, что долины приурочены к синклиналям, а водоразделы к антиклинальным складкам. В дальнейшем при развитии эрозионного рельефа и речной сети долины врезаются в антиклинали, а водоразделы становятся приуроченными часто к синклинальным складкам. В этом случае образуется обратный рельеф, характерный для древних складчатых областей.

*Моноклиналильные* долины развиваются в районах моноклиналильного залегания слоев. Долины здесь приурочены и тянутся вдоль легко размываемых пород, а водоразделы совпадают с более устойчивыми породами. В связи с наклоном пластов моноклиналильных структур в одну сторону, здесь в одном склоне слои падают к долине и подземные воды питают речные, в другом — слои падают от долины, а подземные воды, наоборот, питаются речными водами. Моноклиналильные долины, как правило, имеют резко выраженный асимметричный поперечный профиль: склон, согласный с падением пластов, пологий, его поверхность совпадает с более устойчивым пластом; склон, в котором падение слоев направлено от долины, крутой и обрывистый. Водоразделы между моноклиналильными долинами также асимметричны, такие водоразделы называют «куэсты». Рельеф моноклиналильных структур с асимметричными долинами и асимметричными водоразделами получил название куэстовый рельеф. Примером последнего у нас в СССР будут Крымские горы и горы Северного Кавказа, для которых характерно моноклиналильное залегание слоев.

*Сбросовые* долины в своем направлении predeterminedены линией сброса или вытянутого грабена. Последние носят название «долины-грабены», примером чего может быть долина среднего течения Рейна, между горами Вогезы и Шварцвальд, и многие другие.

Поперечные долины следуют вкрест простираения тектонических структур. Эти долины обладают значительным морфологическим разнообразием. На своем пути они многократно пересекают пласты более устойчивые и легко размываемые. В местах залегания устойчивых пород долины узкие, подобны теснинам, а в местах менее устойчивых пород они значительно расширяются. При многократном сужении и расширении долины в плане приобретают четкообразный вид. Морфологические особенности и геологическое строение поперечных долин очень благоприятны для сооружения плотин. Последние следует располагать в местах сужения долин и там, где пласты устойчивых пород имеют падение в направлении, обратном течению. Реки поперечных долин текут в

направлении, независимом от направления падения пластов. По истории развития поперечные долины различают двух видов: эпигенетические и долины прорыва.

*Эпигенетические* или *наложенные* долины в начале своего развития закладываются на слабо наклонной равнине, сложенной сверху почти горизонтальными слоями, которые несогласно залегают на более древние складчатые структуры. В данных условиях направление течения рек обусловлено уклоном первичной поверхности. В дальнейшем реки размывают горизонтальные слои и углубляют свои долины в складчатые и наклонные структуры, продолжая течение в прежнем направлении, независимо от направления падения пластов. Примером такого развития можно взять речную сеть Донбасса: здесь вначале реки размывали горизонтальные слои третичных отложений, а затем врезали долины в складчатые пласты каменноугольной системы (см. геологическую карту Донбасса).

*Долины прорыва* или *сквозные* долины характерны тем, что на своем пути они пересекают поперек возвышенные гряды и горные хребты. По происхождению долины прорыва в свою очередь различаются на: antecedентные, озерного происхождения и долины прорыва, образование которых связано с регрессивной эрозией.

*Antecedентные* долины или *предшествующие* отличаются тем, что их верховья располагаются на суше более древней, имеющей меньшую высоту, чем горные хребты, которые они прорезают. Верхние части таких долин, расположенные на древней суше, развиваются до поднятия горных хребтов и открываются в моря геосинклинальных областей. С образованием складчатой суши, на месте геосинклинального моря, реки наращивают русла, а при поднятии такой суши и превращении в горную область она одновременно перепиливается поперечными реками. При медленном поднятии и интенсивной глубинной эрозии горная область к концу своего поднятия будет прорезана поперечными долинами. Доказательством такого развития antecedентных долин служит сводообразный изгиб речных террас. Например, долины рек, стекающих с древнего плоскогорья Тибет и пересекающие молодые хребты Гималайских гор: Ганг, Инд, Брахмапутра и многие другие.

*Долины прорыва озерного происхождения.* В горах путем подпруживания, вследствие обвалов, деятельности ледников и др., образуются озера. Последние, переполняясь, получают сток через наиболее пониженные места в хребте. Реки, вытекающие из таких озер, имеют большое падение, быстро углубляют свои долины, прорезают горный хребет, вызывая тем самым образование сквозных поперечных долин и спуск озер. Так объясняют долины прорыва рек западного склона Урала: Чусовой, Белой и др.

Образование долин прорыва регрессивной эрозией происходит следующим образом. При отступании верховья притока с поперечной долиной происходит прорезание горного хребта и перехват продольной реки. Поперечный приток перехватывает реку, в свою очередь, отступая, прорезает горный хребет и перехватывает следующую продольную речку, дно которой расположено выше предыдущей продольной реки, и т. д. Путем перехвата в поперечную составную реку включается сток верховьев продольных долин, вследствие чего происходит образование большой реки с поперечной долиной, пересекающей ряд горных хребтов, от более высокого к более низкому. Развитие сквозных долин путем регрессивной эрозии и перехвата рек — это самый распространенный способ развития речной сети в горных странах.

Диагональные долины с простираемым тектоническими структур и наклонных пластов образуют косой угол, не более  $45^\circ$ . Такие долины состоят из чередующихся отрезков, характерных для продольных и поперечных долин.

**Стадии развития эрозионного рельефа.** Эрозионная деятельность текучих вод в течение времени создает ряд последовательных особенностей в развитии рельефа. В этой последовательности развития рельефа и гидрографической сети намечаются отдельные стадии или фазы, которые В. М. Девис сопоставляет с развитием организма. Названный ученый развитие эрозионного рельефа выделяет в особый эрозионный цикл, в котором различает соответственно четыре стадии: детства, юности, зрелости и старости. При рассмотрении развития рельефа Девис абстрагируется от естественной обстановки. Он берет вымышленную страну и по своему усмотрению создает длительный период тектонического покоя, за которым следует вертикальное поднятие, и в этих условиях прослеживает развитие эрозионного рельефа.

**Стадия детства.** Страна только что вышла из-под уровня океана и представляет собой первичную равнину, высоко приподнятую над уровнем моря. Вначале здесь гидрографическая сеть отсутствует. Атмосферные воды после выпадения заполняют первичные неровности, образуя при этом множество озер. На краях высоко приподнятой молодой суши закладываются реки, текущие в направлении общего уклона. В долинах молодых рек происходит интенсивно глубинная и регрессивная эрозия.

В стадию юности в результате регрессивной эрозии намечается ясно гидрографическая сеть, включившая в свою систему озера и отводящая поверхностные воды в море. Высокое положение суши над уровнем моря в эту стадию является условием, при котором интенсивно происходит глубинная эрозия и расчленение первичной равнины. По течению рек наблюдается множество водопадов, порогов и быстрин. Поперечный профиль речных



долин представлен различного вида ущельями, склоны которых преимущественно крутые. Страна в целом имеет пересеченный горный рельеф с резкими очертаниями.

Стадия зрелости отличается тем, что страна в целом под действием денудации значительно понижена над уровнем моря. В долинах рек в основном закончена глубинная эрозия, выработан нормальный продольный профиль и под воздействием боковой эрозии в поперечном профиле долины приобрели ящикообразную форму. Склоны речных долин и водоразделов, как правило, пологие, а рельеф страны, в целом, имеет мягкие очертания.

Для стадии старости характерным является то, что реки текут в широких долинах, образуя сложные меандры; многие из них расчленились на отдельные плесы и озера. Водоразделы между реками под действием боковой эрозии и денудации почти уничтожены и представляют отдельные холмы и останцы. В результате длительной эрозии и денудации страна сильно понижена и выравнена. В эту стадию рельеф страны имеет вид холмистой равнины, которую Девис назвал пенеплен, что значит «почти равнина» или «вторичная равнина».

После образования вторичной равнины Девис допускает возможность нового высокого поднятия страны над уровнем моря, ее длительное неподвижное положение и последующее повторение стадий эрозионного рельефа. Изображаемая повторяемость в развитии рельефа обобщена Девисом в понятие «эрозионного цикла». В действительности повторяемость только внешняя. В природе неизвестны случаи дважды повторяемых в точности явлений. То же относится и к стадиям эрозионного рельефа. После нового поднятия речные долины будут врезаться в новый субстрат, в более глубокие горизонты земной коры, а поэтому и внешние формы рельефа последующих стадий будут другие. Отсюда следует рассматривать, что развитие рельефа, как и природы в целом, происходит не по замкнутому кругу (это вытекает из схемы Девиса), а по восходящей спирали. Абстрактная схема Девиса не допускает тектонических движений от начала образования первичной равнины до окончания развития вторичной равнины. На самом же деле вертикальные движения земной коры не связаны с развитием рельефа. Вертикальные движения в любую стадию рельефа могут страну или дополнительно поднять или понизить по отношению к уровню моря, что и наблюдается в природе. При длительном поднятии страна неопределенно продолжительное время будет иметь юную стадию рельефа. В случае опускания страна быстро приобретает старческие формы рельефа. Отсюда следует, что стадии рельефа Девиса имеют только морфологическое значение, но не возрастное. Возможность тектонических движений независимо от стадий развития рельефа объясняет тот

факт, что на земной поверхности часто встречаются рядом расположенные области с разными стадиями развития рельефа, а также ограниченное распространение вторичных равнин. Примером последних могут быть: Средний Урал (Свердловская область), Казахская складчатая страна и др.

В настоящее время вопрос об образовании пенепленов или вторичных равнин в геоморфологии выделяется в особую *проблему изучения поверхностей выравнивания*, имеющей особое значение для установления общих закономерностей развития рельефа Земли, его возраста, генезиса и для выявления закономерностей развития гидрографической сети той или иной страны или материка. Несмотря на незавершенность изучения проблемы, уже сейчас можно утверждать, что каждая поверхность выравнивания (или их системы) распространена на обширных территориях, соответствующих крупным элементам рельефа типа геотекстур. Это отражает, по-видимому, генетическую связь поверхностей выравнивания с эпейрогеническими движениями, охватывающими в едином плане целые платформы, складчатые зоны и, возможно, целые материка. Поэтому выявление поверхностей выравнивания позволяет прежде всего устанавливать наиболее крупные этапы геоморфологической эволюции обширных геотекстурных участков земной поверхности. Поверхности выравнивания тектоническими процессами расчленяются на серии поверхностей с разными уровнями, а в течение длительного времени — на разновозрастные системы поверхностей, при этом формируются элементы морфоструктуры. Следовательно, выявление и изучение определенных серий и систем поверхностей выравнивания в пределах той или иной геотекстуры дают возможность выяснить историю образования морфоструктурных элементов рельефа. Как известно, элементы речной сети и бассейны стока связаны с тектоническими линиями и формами тектонических структур. Из этого следует, что тектонические факторы, формирующие морфоструктуры, обуславливают и контролируют направление речного стока, расположение и перемещение водоразделов и крупных речных долин. Таким образом, геоморфологический анализ, устанавливающий историю тектонического развития морфоструктур для той или иной области, одновременно выясняет развитие ее речной сети и крупных речных долин.

### 3. КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Рельеф, образование которого связано с растворимыми и водопроницаемыми породами, называют карстовым рельефом. Название типа рельефа происходит от плоскогорья «Карст», которое сложено известняками и находится на северо-восточном побережье Адриатического моря в Югославии, где карстовые образования представлены наиболее типично и раньше всего здесь были изучены.

Растворимыми горными породами, на которых развивается карстовый рельеф, являются известняки, доломиты, гипс, каменная соль, которые имеют различную растворимость. Наименьшую растворимость имеют известняки (1 г кальцита при 15° растворяется в 10 000 см<sup>3</sup> воды) и наибольшую — каменная соль (1 г галита при 15° растворяется в 3 см<sup>3</sup> воды). Карстовый рельеф развивается в равной мере в породах с различной растворимостью. Однако не все растворимые породы по особенностям своего распространения имеют одинаковое географическое значение для карстовых форм. Наиболее распространенными из этих пород будут известняки, а доломиты, гипс, каменная соль имеют сравнительно незначительное развитие. Во многих областях известняки слагают толщи до нескольких сот метров мощности и простираются в горизонтальном направлении на десятки и сотни километров, например: Урал, Кавказ, Крым, Балканский полуостров и др. Поэтому карстовые образования, имеющие важное географическое и практическое значение, в первую очередь связаны с известняками, как имеющими обширное и преобладающее распространение среди растворимых горных пород.

Поверхностные воды в своем составе всегда имеют углекислый газ, который монокарбонаты переводит в бикарбонаты и тем самым увеличивает растворимость известняков и доломитов в 10 раз, по сравнению с водой, не содержащей углекислый газ. При действии вод на растворимые породы происходит их растворение и отчасти механическое размывание. Последнее представляет собой вынос кристаллических зерен породы, цементация которой разрушена растворением, а выносимые минеральные зерна раствориться не успели. Процесс растворения является главным и ведущим в образовании карстовых форм, а размывание является второстепенным и подчиненным растворению. Явления, возникающие в растворимых горных породах, связанные с химическим процессом их растворения, которые выражаются в образовании ряда поверхностных и глубинных форм и в своеобразии гидрографии известняков под названием карстовые процессы или просто карст.

Карстовый процесс и образование карстовых форм рельефа

происходит при сочетании ряда естественных условий. Такими необходимыми условиями являются:

1. Наличие химически чистых растворимых пород, имеющих большую мощность и обширное горизонтальное распространение.

При высоком содержании нерастворимых компонентов в процессе развития карста они накапливаются на поверхности растворимых пород, заполняют в них водопроводящие трещины, что приводит к изоляции этих пород от воздействия воды и прекращению карстообразования до момента удаления нерастворимых продуктов. При неравномерном растворении породы, залегающей слоем небольшой мощности (около 1 м), что не может быть заметно в рельефе. Наоборот, если такому воздействию подвергнется толща мощностью свыше 10 м, это будет отражено в особенностях рельефа.

2. Поверхность страны должна быть равнинной, слабохолмистой или слабонаклонной.

При крутых склонах поверхности большая часть атмосферных осадков стекает в виде поверхностных водотоков, не проникая в глубину. В таких условиях на растворимых породах развивается эрозионный рельеф.

3. Наличие отдельных трещин и трещиноватых зон в растворимых породах.

Все растворимые породы при отсутствии в них трещин, возникших в результате вторичных явлений выветривания и тектонических движений, практически водонепроницаемы, а потому и недоступны для растворения и карстообразования. Практически сплошные, с отсутствием трещин, растворимые породы в природе не известны.

4. Область с растворимыми породами и равнинной поверхностью должна быть приподнята над базисом эрозии.

Это условие обеспечивает вертикальную циркуляцию и горизонтальный сток грунтовых вод, а все это обеспечивает постоянное движение вод и растворение пород, поскольку застойные воды быстро насыщаются, а растворение и карстообразование прекращаются.

По глубине залегания уровня грунтовых вод и мощности растворимых пород различают глубокий и мелкий карст. В глубоком карсте растворимые породы образуют толщи большой мощности, измеряемые сотнями метров и грунтовые воды в них залегают глубоко от поверхности. В мелком — мощность растворимых пород небольшая и грунтовые воды в них залегают неглубоко.

Голый и покрытый карст. Голый карст характерен для областей, где химически чистые породы выходят на поверхность и подвергаются интенсивному растворению поверхностными вода-

ми. Покрытый карст отличается тем, что растворимые породы с поверхности прикрыты плащом нерастворимых пород относительно небольшой мощности.

Формы рельефа карстовых областей, возникшие в результате вертикальной циркуляции и растворяющей деятельности воды, на поверхности представлены, главным образом, замкнутыми впадинами, отличающимися поперечными размерами, глубиной, формой, крутизной склонов и др. К поверхностным формам карстовых образований относятся: карры, блюдца и воронки, увалы, поля, естественные шахты и колодцы.

*Карры* являются характерными элементами микрорельефа голого карста, они представлены бороздами и гребнями, вытянутыми в одном направлении или сложно разветвленными в различных направлениях. Глубина карровых борозд достигает 5 м. Поверхность карров прихотливо изъедена, что указывает на их образование путем растворения. Форма и величина карров зависит от химического состава и характера трещиноватости горных пород. Иногда карры занимают большие площади, образуя так называемые *карровые поля*, труднопроходимые вследствие их неровной поверхности. В СССР карровые поля хорошо развиты в Крыму и на Кавказе.

*Блюдца и воронки* — это округлые или овальные впадины, глубиной от 2 до 20 м, в поперечнике — от 10 до 200 м. В блюдцах склоны имеют крутизну до 12°, а у воронок они более крутые. На дне блюдца и воронок развита красная глина, образовавшаяся из нерастворимых продуктов карстующихся пород или развиты трещины и отверстия, поглощающие воды. Блюдца и воронки образуются в результате поверхностного растворения, а также в результате глубинного растворения пород и последующих обрушений и провалов.

*Увалы* (впадины) образуются путем соединения разросшихся блюдца и воронок. Глубина этих впадин достигает 30 м, а размеры в поперечнике — 500—1000 м.

*Поля* (в русском языке — поле) представляют собой обширные замкнутые котловины с плоским дном, покрытым нерастворимыми породами, окруженным склонами высотой до нескольких сот метров, которые сложены растворимыми породами (известняками). По дну полей обычно протекает ручей, вытекающий изпод склона и исчезающий в подножии противоположного склона. Поля являются оазисами в карстовых областях: в них располагаются населенные пункты и сельскохозяйственные угодья. Полагают, что впадины полей имеют тектоническое происхождение.

*Естественные шахты и колодцы* являются также впадинами, но с отвесными стенками. Шахты в поперечнике бывают 5—10 м, а глубина их достигает нескольких сот метров. Колодцы имеют от-

носителю небольшую глубину (до первых десятков метров). Шахты образуются путем растворения пород при вертикальной циркуляции вод в местах пересечения двух или нескольких трещин. Колодцы образуются из шахт путем их частичного завала при обрушении стен, а также путем послойного обрушения кровли над подземными пустотами.

Подземные воды карстовых областей отличаются особенностями своей циркуляции. В отношении подземной циркуляции воды выделяются три высотные зоны: 1) зона проникновения воды с поверхности по трещинам и каналам вглубь; 2) зона колебания верхнего уровня подземных вод с периодическим насыщением полостей и трещин; 3) зона, в которой все полости и трещины постоянно заполнены водой. Подземные воды карстовых областей движутся по направлению к окраинам массивов и дренирующим эти массивы долинам, где выходят в виде источников. Замедленное движение воды происходит значительно глубже дна речных долин.

Карстовые пещеры представляют собой подземные пустоты или каналы значительных размеров. Они встречаются в различных породах и образуются различными путями. Наиболее значительными и распространенными являются пещеры карстовых областей, где они образуются в результате растворяющего действия подземных вод. Расположение пещер определяется направлением и путями движения подземных вод. Трещины в растворимых породах под действием вертикальной и горизонтальной циркуляции вод расширяются и превращаются в сложную систему подземных пустот и каналов. По отношению к горизонту пещеры могут быть крутонаклонные и горизонтальные.

*Крутонаклонные* пещеры поглощают поверхностные воды и отводят их вниз к уровню подземных вод, такие пещеры называют *понирами*. Поноры характерны для верхней зоны циркуляции подземных вод. Они поглощают с поверхности не только воды атмосферных осадков, но также поверхностные ручьи и реки.

*Горизонтальные* пещеры образуются при горизонтальной циркуляции вод, они располагаются на уровне поверхности подземных вод, их часто называют *гротами*. По дну этих пещер протекают подземные ручьи и реки, которые вытекают в виде крупных источников по окраинам карстовых массивов или у подножья склонов долин, прорезающих их. Таким образом, гроты выводят подземные воды карстовых областей на поверхность. При поднятии карстового массива или опускании базиса эрозии происходит понижение уровня подземных вод. При этом горизонтальные пещеры осушаются и прогрессивное развитие их прекращается. На новом уровне подземных вод происходит образование новой серии горизонтальных пещер и т. д. Следовательно, горизонтальные пе-

щеры в своем образовании связаны с уровнем базиса эрозии, подобно продольным террасам речных долин. Этим и можно объяснить тот факт, что в крупных долинах карстовых областей на одних склонах наблюдается ряд продольных террас, а на противоположных крутых склонах, на соответственных террасам высотах, располагаются серии горизонтальных пещер.

Натечные формы в пещерах, представленные сталактитами и сталагмитами, начинают развиваться с того момента, как появляются пустоты, заполненные воздухом. Образование натечных форм происходит следующим образом. На потолке пещер, благодаря просачиванию, образуются капельки воды, содержащие в растворе галит, гипс или карбонатные минералы — в форме бикарбонатов и монокарбонатов. Капельки с раствором усыхают на потолке или падают на дно и там усыхают. При усыхании капелек на потолке накапливаются тонкие трубчатые сосульки, свисающие вниз, называемые сталактитами. При усыхании капелек на дне пещер образуются куполообразные или столбообразные наросты или сталагмиты. Сталактиты и сталагмиты растут навстречу друг другу, сливаются между собой в колонны и причудливые жерегородки в пещерах. Натечные образования в пещерах интенсивно образуются после исчезновения в них подземных ручьев и речек. Натечные образования, развиваясь все больше и больше, заполняют полости пещер. Поэтому значительные массы натечных образований указывают на стадию угасания в развитии пещер. Карстовые пещеры, известные в различных странах мира, располагаются до глубин 500—700 м от поверхности. Наибольшей длиной своих каналов и коридоров отличается Мамонтова пещера в США в штате Кентукки, которая прослежена в сумме на 233—300 км. Крупнейшей пещерой в СССР считается Кунгурская ледяная пещера, расположенная вблизи г. Кунгур у западного склона Урала, она прослежена до 6 км. Много пещер на Кавказе и в Крыму на горе Чатырдаг, где они легко доступны для наблюдения.

Реки и речные долины карстовых областей. В связи с поглощением вод атмосферных осадков трещинами и понорами карстовые области отличаются слабым развитием, а иногда и полным отсутствием поверхностных озер, ручьев и речек. Среди поверхностных рек могут быть такие, которые начинаются за пределами карстовых областей. При вступлении в карстовую область воды этих рек начинают поглощаться и продолжают течь по растворимым породам на большее или меньшее расстояние до тех пор, пока, наконец, вся вода не будет поглощена трещинами и понорами. Нередко после исчезновения вниз по течению простирается *сухая* долина, по которой река протекает только в половодье. Сухие долины представляются характерными образованиями в

карстовом рельефе. Кроме того, для карстовых областей характерны слепые и мешкообразные долины.

*Слепые* долины не имеют открытого устья, их нижний конец замкнутый, склоны долины сходятся здесь полукругом и образуют крутой обрыв, у подножия которого в понорах исчезает речка. Нижняя часть слепых долин приурочена к внутренней части карстовых областей, а начало долин обычно располагается вне карстовых областей.

*Мешкообразные* долины имеют замкнутый в виде цирка верхний конец, упирающийся в крутой скалистый обрыв. У подножия такого обрыва в виде мощного источника начинается река. Мешкообразные долины располагаются большей частью по краю карстового плато или на склоне карстовых гор. Примером мешкообразной долины в Крыму является долина р. Биюк-Карасу, много таких долин известно на плато Карст.

Морфологические и гидрологические особенности карстовых областей. В областях залегания нерастворимых и водонепроницаемых пород большая часть атмосферных осадков стекает по поверхности в направлении уклона страны. Размывающая деятельность текущих вод здесь создает долинный рельеф, для которого характерным является тот признак, что долины соединяются между собой в сложную сеть, а водоразделы отделены полыми формами. В областях залегания растворимых и проницаемых пород большая часть атмосферных вод проникает в глубину, стремясь кратчайшим путем достичь уровня подземных вод. На пути своего вертикального просачивания воды производят растворение пород и их удаление в растворенной форме. Вертикальное просачивание вод и одновременное растворение приводит к образованию замкнутых впадин (блюдец, воронок, увалов), характерных для карстового рельефа. Поэтому в карстовых областях водоразделы между собой связаны, а замкнутые впадины отделены одна от другой. Таким образом, карстовый рельеф резко отличается от долинного как морфологически, так и по происхождению.

Географическое распространение карстовых образований тесно связано с распространением растворимых пород. В пределах суши суммарная площадь, занятая обнаженными и погребенными карбонатными породами, составляет до 40 млн. км<sup>2</sup>, гипсами — около 7 млн. км<sup>2</sup> и галоидными солями — около 4 млн. км<sup>2</sup>, т. е. примерно на одной трети поверхности суши могут развиваться карстовые формы рельефа. Таким образом, карстовые формы представляют собой не редкостные явления, а наоборот, они очень широко распространены на поверхности материков. В Советском Союзе карстовые формы распространены в



Европейской и Азиатской частях. В Европейской части они развиты на Русской платформе, на Урале, в Крыму, в Карпатах и на Кавказе. В Азиатской части — в среднеазиатских горных сооружениях, на Средне-сибирском плоскогорье и на Дальнем Востоке. За пределами СССР карстовые образования наблюдаются на Балканском полуострове, где они имеют классическое развитие, Апеннинском и Пиренейском полуостровах, в Альпах, в Южной Франции, в герцинских горных массивах Западной Европы, на Британских островах. Карстовый рельеф широко развит в зарубежной Азии, Австралии, Африке и на материках Северной и Южной Америки.

Практическое значение карстовых образований исключительно разнообразно. Изучение карстовых явлений имеет значение при гидрологических исследованиях, решении вопросов водоснабжения, разработки полезных ископаемых, проектировании и строительстве жилых зданий, путей сообщения и особенно гидротехнических сооружений. С погребенными карстовыми образованиями нередко связаны месторождения полезных ископаемых, например: бокситов, бурых железняков и др.

#### 4. ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Геологическая деятельность льда на поверхности Земли имеет важное значение по следующим причинам: лед изменяет и создает специфический ледниковый рельеф, производит отложение своеобразных, характерных только для него пород, распространение льдов указывает на климатические условия. Изучение распространения льдов дает возможность более полно познать современные климатические особенности поверхности нашей планеты, а изучение древних оледенений дает возможность узнать характер климата минувших геологических эпох.

Лед на поверхности Земли образуется двумя путями: 1) прямым замерзанием воды; 2) преобразованием масс снега под влиянием колебания температуры и повышения давления. Скопления снегов и льдов представляют собой одноминеральные горные породы, состоящие из минерала льда. Ледяные горные породы в генетическом отношении можно уподоблять трем генетическим группам силикатных горных пород земной коры. Лед, образовавшийся в результате замерзания жидкой воды (речной, озерной, морской), уподобляется магматическим кристаллическим горным породам. Осадочным горным породам соответствуют скопления различных видов снега. Лед, возникший путем перекристаллизации и уплотнения снега, уподобляется метаморфическим горным породам. Ледники состоят из льдов, образовавшихся на суше путем преоб-

разования (метаморфизма) снега. Льды, образовавшиеся в результате замерзания воды, для ледников значения не имеют.

**Хионосфера и снеговая граница.** На земном шаре повсеместно на известной высоте над уровнем моря в свободной атмосфере можно установить такое сочетание климатических условий, при котором среднее годовое количество твердых атмосферных осадков, которое могло бы отложиться на горизонтальную поверхность, будет равно их средней годовой убыли от таяния и испарения. Область равновесия прибыли и убыли твердых атмосферных осадков называется климатической снеговой границей. Ниже этой границы приход снега меньше возможного его расхода. Выше снеговой границы количество отложения твердых атмосферных осадков больше их таяния и испарения в течение года, но только до известной предельной высоты, на которой приход снова становится равным расходу; здесь наблюдается вторая (верхняя) снеговая граница. Возникновение верхней границы обусловлено сухостью воздуха, вследствие чего из атмосферы может выделиться лишь ничтожное количество снега, легко подвергающееся уничтожению даже при низких температурах. Нижняя и верхняя снеговые границы облекают земной шар, образуют оболочку неправильной, но в общем сферической формы, обладающей определенной мощностью. Внутри этой оболочки возможно непрерывное накопление снега, его преобразование в лед и развитие ледников. По предложению С. В. Калесника, эта оболочка получила название хионосферы или ледяной оболочки. Верхняя граница хионосферы в природе не проявляется, так как на земной поверхности нет горных хребтов и горных вершин, которые бы достигали ее уровня. Нижняя же граница земной поверхности ясно выражена, ее принято называть климатической снеговой границей или снеговой линией. Высота этой линии над уровнем моря зависит от средней годовой температуры, количества осадков, экспозиции склонов, характера рельефа и др. В южных полярных странах вследствие океанического характера климата, начиная с 62-й параллели и далее к югу, снеговая линия лежит на уровне океана, а в северном полушарии это наблюдается лишь у самого полюса; над экваториальной областью снеговая линия — на высоте 4400—4900 м, а в сухих субтропиках она поднимается до 5000—6400 м.

В областях земной поверхности, расположенных выше снеговой линии, где господствует климат, типичный для хионосферы, в течение длительного времени происходит накопление огромных масс снега. Здесь порошкообразный снег постепенно переходит в зернистый снег или фирн. Последний при дальнейшей перекристаллизации переходит в зернистый фирновый лед, а затем в сплошной ледниковый лед. При переходе снега в леднико-

вый лед происходит увеличение плотности: 1 м<sup>3</sup> свежего порошкообразного снега весит 8,5 кг, фирнового льда—560 кг, ледникового льда—900—960 кг. Таким образом, при переходе свежего снега в лед плотность ледников увеличивается примерно в 10 раз, откуда видно, что для образования ледника мощностью 1 км требуется толща снега не менее 10 км.

Ледником называется естественная масса льда суши, находящаяся в постоянном закономерном движении. Массы льдов, потерявшие способность к движению, называют мертвыми льдами. Морские массы льда и айсберги, пассивно перемещаемые ветром и течениями, к категории ледников не относятся.

**География современного оледенения.** Площадь всех современных ледников на земной поверхности составляет около 16,3 млн. км<sup>2</sup>, т. е. 11% площади суши, распределяясь следующим образом (округленно):

|                                    |                         |
|------------------------------------|-------------------------|
| Северные полярные страны           | 2100000 км <sup>2</sup> |
| Умеренные страны сев. полушария    | 100000 „                |
| Тропические страны                 | 100 „                   |
| Умеренные страны южн. полушария    | 22000 „                 |
| Южные полярные страны (Антарктика) | 14000000 „              |

Общая площадь ледников на территории СССР (около 73813 км<sup>2</sup>) распределяется по отдельным областям так:

|                     |                       |
|---------------------|-----------------------|
| Новая Земля         | 22600 км <sup>2</sup> |
| Северная Земля      | 15600 „               |
| Земля Франца Иосифа | 15320 „               |
| Остров Ушакова      | 360 „                 |
| Острова Де-Лонга    | 67 „                  |
| Остров Виктория     | 4 „                   |
| Северный Урал       | 5 „                   |
| Кавказ              | 2000 „                |
| Горы Средней Азии   | 17000 „               |
| Саяны               | 3 „                   |
| Верховья Индигирки  | 225 „                 |

Объем льдов современных ледников земного шара составляет около 21 млн. км<sup>3</sup>. Если бы эта масса льда растаяла, то уровень Мирового океана повысился бы на 50 м.

**Типы ледников.** Ледники по особенностям питания и формам распространения разделяют на две группы: горные и материковые.

Горные ледники характерны для горных стран, среди них выделяется ряд типов, отличающихся один от другого размерами и морфологическими элементами гор, с которыми связано их местоположение. Примерами отдельных типов являются вершинные ледники, склоновые ледники, каровые ледники, долинные ледники, предгорные ледники и др. Названные типы имеют свои разновидности.

Долинный или альпийский тип является наиболее важным и характерным из группы горных ледников. Он развит в горах, расчлененных речными долинами, верховья которых поднимаются выше снеговой линии. В верховьях горных рек, за счет эрозионной деятельности их притоков, образуются обширные чащеобразные котловины, где скопляется зернистый снег—фирн. Котловины, заполненные фирном, получили название фирновых бассейнов. Из фирновых бассейнов выходят ледяные потоки—ледниковые языки, или собственно ледники, и движутся вниз по долине. Этот тип ледников состоит из ясно выраженных двух частей: из области питания—фирнового бассейна и области стока—собственно ледника. Часто ледники, выходящие из различных фирновых бассейнов, соединяются в виде притоков в один поток, занимающий главную долину. В зависимости от этого долинные ледники бывают: простые—без притоков, двойные—соединяющиеся из двух ветвей, сложные или древовидные—состоящие из многих притоков. Данный тип ледников распространен в Альпах, на Памире, Тянь-Шане, в Гималаях и других горных областях.

Материковые ледники, или ледниковые щиты, отличаются огромными размерами и плоско-выпуклой формой; они занимают целиком острова или материки независимо от их рельефа, который полностью погребен подо льдом. Выпуклая форма ледниковых щитов, с большей кривизной у краев, является формой равновесия пластической массы льда. Так как равновесие нарушается отложением снега в центре щитов и убылью льда на их окраинах, то восстановление равновесия вызывает движение льда, происходящее в соответствии с общим уклоном поверхности радиально от центральных частей и периферии щитов. Поскольку ледниковые щиты занимают острова или материки, их льды стекают к морю, здесь они в прибрежной зоне обламываются, образуя огромные глыбы, которые ветром и течениями разносятся в виде айсбергов. Вместе с глыбами льда выносятся обломочный материал пород в открытое море. Примером материковых ледников являются ледники Антарктиды и острова Гренландии, где ледниковые щиты соответственно занимают площадь около 13 млн. км<sup>2</sup> при мощности до 2500 м и 1300000 км<sup>2</sup> мощностью до 1900 м.

**Движение ледников.** Лед ледников на глубине нескольких метров от поверхности имеет температуру от десятых до тысячных долей градуса ниже нуля, т. е. температуру, близкую к плавлению. В таких температурных условиях лед представляет собой пластичное тело. Известно, что давление понижает точку плавления льда, отсюда с увеличением давления повышается пластичность льда. Лед тем пластичнее, чем больше давление и чем ближе его температура к точке плавления. Поэтому при некоторой критической

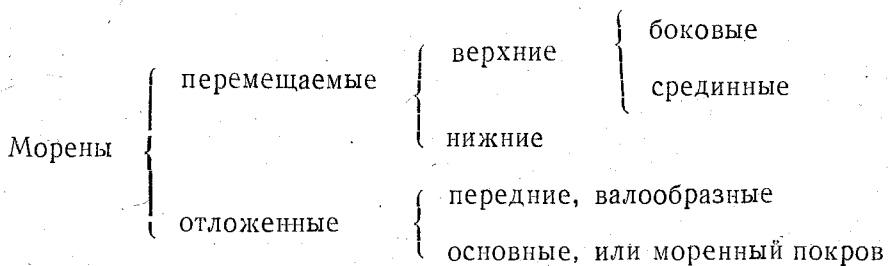
мощности и наличии соответствующего уклона лед начинает течь. Например, на склоне в  $1^\circ$  лед начинает течь при минимальной мощности в 60—65 м, а на склоне в  $45^\circ$  для течи достаточно 2 м.

Если масса льда накапливается на горизонтальной или неровной поверхности, то движение будет вызвано не уклоном ложа, а уклоном ее собственной поверхности. Скорость движения ледников измеряется десятками и первыми сотнями метров в год, у отдельных крупных ледников Гималаев — 700—1300 м в год. Наибольшая измеренная скорость достигает 10—40 м в сутки (южные ледники Гренландии). При одинаковом наклоне ложа потоков лед движется в 10 тысяч раз медленнее, чем вода. В связи с недостаточно совершенной пластичностью льда, которая уменьшается с понижением температуры, в ледниках при их движении возникают разрывы различных направлений; одни из таких разрывов выражаются глубокими трещинами, которые очень опасны при переходах по ледникам. Свойство текучести льда имеет в природе то важное значение, что твердые массы воды (попавшие в хионосферу в виде пара) стекают в области, расположенные ниже снеговой границы, здесь тают и снова возвращаются в реки, озера и моря. Если бы лед в массе не обладал свойством текучести, то земной шар представлял бы собой совершенно иную картину. Почти вся масса воды океанов оказалась бы заключенной в гигантских ледяных полях, расположенных вокруг полюсов. Территории тропического пояса были бы песчаными и каменными пустынями, а дно океанов — обширной соляной равниной. Жизнь могла бы сохраниться лишь вокруг кромки ледяных полей.

**Морены.** Ледниковые потоки, подобно рекам, увлекают и переносят продукты разрушения горных пород. Отличие состоит в том, что речные потоки при различных скоростях переносят обломочный материал неодинаковой крупности, т. е. водные потоки производят сортировку переносимого материала по крупности частиц. В твердой массе льда ледникового потока одновременно переносится обломочный материал различной крупности: глыбы, валуны, щебень, песок, глины и вместе все это отлагается, т. е. ледники переносимый обломочный материал не сортируют по крупности, что является особенно характерной чертой деятельности ледников. Ледник как бы везет влекомый им материал.

Обломочный материал пород, переносимый ледником, а затем отложенный при его таянии, называется мореной. Морена состоит из не слоистого и не сортированного обломочного материала, где равномерно распределены валуны, гальки, щебень, гравий, песок, пылеватые части-

цы и глина. По способу переноса и характеру отложения различают несколько видов морен, взаимоотношение которых можно представить в виде следующей схемы:



*Перемещаемые* морены перемещаются вместе с ледником. Среди них различают верхние и нижние морены, а среди верхних — боковые и срединные. Верхние морены располагаются на поверхности ледника, они образуются за счет обломочного материала, падающего со склонов долин, по которым движутся горно-долинные ледники. Осыпи со склонов падают на *края* ледниковых потоков, накапливаются здесь в форме продольных валов, высотой до 10—100 м и образуют боковые морены. Последние являются необходимой составной частью каждого долинного ледника. При слиянии нескольких ледниковых потоков сливаются также и боковые морены. При слиянии двух ледниковых потоков, имеющих четыре боковых морены, из которых две — сливаются в одну. Вал из слившихся морен располагается в середине вновь образовавшегося потока и будет являться *срединной* мореной. При слиянии нескольких ледниковых языков образуется ряд срединных морен, число которых будет на единицу меньше числа слившихся ледников.

Нижние морены состоят из обломочного материала, перемещаемого в нижней части ледникового потока. Обломочный материал этих морен образуется в результате подледникового выветривания пород, слагающих ложе ледника, а также при выветривании дна и склонов фирновых бассейнов. Обломки различных размеров вмержают в лед и движутся вместе с ледником. При движении обломки обтачиваются, приобретают округлую форму, вместе с этими вмержшими обломками лед обрабатывает свое ложе, сглаживает его и оставляет на нем борозды и штрихи, вытянутые в направлении движения ледников.

*Отложенные* морены и *аккумулятивные ледниковые формы рельефа*. Материал перемещаемых ледником морен, отложенный при его таянии, образует отложенные морены. В зависимости от

формы залегания и места образования различаются *конечные* — валообразные и *основные* морены.

Конечные морены отлагаются у переднего края ледника при условии, если передний край длительное время находится в стационарном положении. Стационарное положение переднего края ледника наблюдается в таких климатических условиях, где приток льда и его таяние одинаковы; в этих условиях видимое перемещение переднего края ледника отсутствует, тогда как ледник в целом продолжает движение. При этом лед доходит до края ледника, от таяния здесь превращается в воду, а принесенный им обломочный материал, в виде различных перемещаемых морен, сгружается и накапливается в виде *вала*, опоясывающего передний край ледника. Валы и гряды конечных морен вытянуты поперек направления движения ледников, их высота может достигать до 200 м. Стационарное положение переднего края ледника является относительным: на самом деле по фронту он в этот период в одних местах отступает, а в других — наступает. По этой причине впереди ледника образуется пояс конечных морен, или *конечно-моренный рельеф*, в котором наблюдаются параллельно вытянутые гряды, соединяемые между собой, разветвляемые и разделяемые продольными впадинами. Последние обычно заняты водой и представляют собой так называемые *конечно-моренные озера*. На территории Восточно-Европейской равнины валдайский ледник при отступании с остановками образовал три пояса конечных морен. Самый южный из них слагает Белорусско-Литовскую, Смоленско-Московскую и Клинско-Дмитровскую гряды, средний пояс образует Валдайскую возвышенность, самый северный пояс находится в Финляндии и выражен грядой Салпауселькя. Гряды конечных морен долинных ледников часто в виде мощных естественных плотин перегораживают долины и образуют в них так называемые *подпруженные озера*. Примерами являются Женевское, Боденское озера и много других.

Основная морена или моренный покров образуется при быстром таянии ледников. При этом отлагаются все перемещаемые морены на всей площади, занятой ледниковым языком. На указанной площади морена отлагается в виде покрова неравномерной мощности. В местах с большей мощностью морены в рельефе образуются холмы, в местах с малой мощностью — впадины, а в результате в области моренного покрова развивается *моренный рельеф*, который отличается беспорядочным чередованием холмов и впадин. Многие впадины заполняются водой и становятся озерами.

Итак, в зависимости от условий таяния ледников образуется конечно-моренный и холмисто-моренный аккумулятивный ледниковый рельеф.

Водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения. На протяжении всего периода существования ледников происходит таяние их льда и образование талых ледниковых вод, с деятельностью которых связано образование водно-ледниковых отложений и своеобразных форм рельефа. Талые воды в виде ручьев и рек растекаются от края ледника. На своем пути они увлекают материал морен и переносят его. Более крупные валуны и гальки отлагаются вблизи ледника, а песок уносится дальше и отлагается в форме конусов выноса. Конусы выноса перекрывают друг друга и образуют впереди ледниковых потоков полосы песчаных равнин или *зандровые поля*. На Восточно-Европейской равнине в пределах СССР зандровые поля имеют обширное распространение, протягиваясь неправильной прерывистой оледенения от западных границ до Урала, образуя ряд зандровых равнин. К таковым относятся песчаные равнины Киевского полесья, Черниговского полесья, Нижней Оки и бассейна р. Клязьмы, а также песчаные равнины южнее Северных Увалов.

*Озы* представляют собой валы и гряды, вытянутые в направлении движения бывшего ледника длиной до нескольких десятков километров, высотой до 60—70 м, шириной в основании до 300 м, а шириной гребня до 30 м. Их расположение не зависит от рельефа, они пересекают водоразделы, долины рек и впадины озер, напоминая собой железнодорожные насыпи. Нередко такие гряды сливаются между собой, подобно притокам. В разрезах наблюдается, что озы состоят из песков, гравия и галечников, имеющих в сложении косую слоистость, с падением в одну сторону. Форма распространения и строение показывают, что озы образованы потоками талых ледниковых вод, которые протекали под ледниками, на поверхности ледников и по глубоким трещинам в ледниках.

*Камы* — это возвышенности, часто плосковершинные, сложенные флювиогляциальными песками с прослоями гравия и галечников. К окружающим пространствам такие возвышенности, как правило, спускаются довольно крутыми уступами, высотой до 100 м и больше, на которых развиты полузамкнутые впадины. Во многих местах камы имеют очень сложное расчленение. Последнее выражено беспорядочным расположением холмов и гряд, разделенных котловинами и воронкообразными впадинами. Примером классических камовых форм рельефа можно назвать песчаные возвышенности на Карельском перешейке: Парголовская, Кавголовская, Токсовская и др. Происхождение камов до настоящего времени окончательно не выяснено. Предполагают, что в период отступления происходит распад ледникового покрова на отдельные крупные массивы мертвого льда. В мертвых льдах при неравномерном таянии образуются впадины, часто обрамленные



крутыми склонами. Талые воды заполняют такие впадины и сносят сюда песчано-гравийный материал перемываемых морен. После таяния льдов на месте впадин остаются песчаные возвышенности, обрамленные уступами. Внутреннее расчленение камовых возвышенностей объясняют неравномерными просадками песчаных отложений в связи с вытаяванием льдов, которые залегают в подошве этих отложений на дне бывших впадин.

К водно-ледниковым отложениям также принадлежат *ленточные глины*, представляющие собой осадки озер, в которые стекали ледниковые воды. Ленточные глины имеют правильную тонкую слоистость с чередованием песчаных слоев, осаждавшихся весной и летом, и глинистых, осаждавшихся зимой. Каждая пара таких слоев образует годичную ленту мощностью от долей миллиметра до 1 см. Ленточные глины имеют большое распространение в северо-западных областях СССР, здесь они отложились в озерных бассейнах, образовавшихся вслед за отступавшим ледником вюрмского времени.

Формы рельефа ледникового выпахивания. Обработка ледником своего ложа называется ледниковым выпахиванием. Обработка производится твердыми обломками нижней морены, которые движутся вместе с ледником. В результате ледникового выпахивания в горах и областях распространения твердых скальных пород образуются специфические формы рельефа; к ним относятся: бараньи лбы, трог и кары.

*Бараньи лбы* — это невысокие холмы овальной формы, представляющие собой скалы, обработанные ледником. Величина бараньих лбов колеблется в значительных пределах — от нескольких метров до нескольких десятков и сотен метров в длину и до 50 м высоты. Они длинной осью вытянуты в направлении движения ледника. Характерно, что их склоны, обращенные против движения льда, являются пологими и отшлифованными, а противоположные — более крутые и неровные, со следами выламывания и отрывания отдельных кусков породы. Группы мелких и густо расположенных бараньих лбов называют «курчавыми скалами». Бараньи лбы распространены в областях современного и древнего оледенения как материкового, так и горного. В СССР они особенно распространены в Карелии и на Кольском полуострове, где поверхность, сложенная кристаллическими породами, подвергалась четвертичному оледенению и являлась, главным образом, областью ледникового сноса.

*Троги* — горные долины корытообразной формы, обработанные ледником. Долины горных стран, подвергшихся оледенению, отличаются от долин водноэрозионного происхождения формой поперечного профиля. Водноэрозионные долины, как правило,

имеют V-образную форму, долины же, обработанные ледником, имеют ящикообразную форму. Троги как бы вложены в нижнюю часть V-образных долин и являются второй фазой их развития. Крутые склоны трогов вверху переходят в пологие площадки, называемые плечами трога. Дно, крутые склоны и плечи трога несут ясные следы ледниковой обработки, часто с наличием бараньих лбов. Образование трогов объясняют совместной деятельностью речной эрозии и ледникового выпаживания. Перед заполнением долины льдом происходит увеличение масс сточных вод и оживление эрозии, что приводит к врезанию в V-образную долину новой фазы с более крутыми склонами. В дальнейшем двухфазная эрозионная долина при заполнении льдом под действием ледникового выпаживания в нижней части преобразуется в троговую — корытообразную долину. Троговые долины характерны для горных областей, подвергшихся древним или современным оледенениям.

*Висячие боковые долины.* В речных долинах все боковые притоки соединяются с главной долиной на одном с нею уровне, в ледниковых трогах боковые долины — трог обычно являются висячими: они своим устьем открываются в главную долину не на уровне ее дна, а высоко на склоне. Крутой уступ, с которого приток низвергается в главную долину, называется устьевой ступенью. Ее высота в смежных притоках одной долины может быть различной, а вообще она может достигать нескольких сот метров. Образование устьевой ступени объясняется тем, что мощный ледник главной долины может сильнее и больше углубить свою долину, чем маломощный ледник притока, а также и тем, что поверхность льда главного ледника для притока является базисом выпаживания. Наличие висячих долин в горных странах с современным и древним оледенением объясняет присутствие здесь большого количества водопадов.

*Кары или цирки.* В горных странах выше снеговой линии наблюдаются своеобразные полые формы рельефа, называемые карами или цирками. Кары представляют собой углубления, врезанные в верхние части склонов горных хребтов, напоминающие по форме внутренность кресла. Они заполнены ледниками или фирном. Плосковогнутое дно кара окружено с трех сторон полукругом высоких и крутых склонов а с передней стороны он открыт, или же имеет невысокий скалистый порог. Наружный край кара высоко поднимается над дном ближайшей долины, к которой он спускается крутым склоном. Кары являются самыми типичными формами высокогорного рельефа: они здесь играют руководящую роль так же, как крутые обрывы на морских берегах, как дюны в пустынях, как блюдца и воронки в карстовых областях и т. д. Кары могут образоваться только выше снеговой линии, где вод-

ная эрозия заменяется работой снега и льда. Пустые кары, лежащие ниже снеговой границы, являются наследием прошлого оледенения, их называют недействительными карами. Первоначально кары могут развиваться из небольших углублений на склонах гор или из воронок стока верховьев горных рек. В последних фирном и стекающим льдом производится удаление щебнистых осыпей. Под влиянием интенсивного морозного выветривания крутые склоны цирка быстро разрушаются и образуются массы щебня. В обычных климатических условиях щебнистые осыпи накапливаются у подножий склонов и крутые склоны в конце концов превращаются в пологие. В условиях же фирновых и ледниковых цирков щебенистые осыпи постоянно удаляются, благодаря этим процессам склоны постепенно отступают и цирки расширяются. Нижняя часть склонов в карах подвержена особенно интенсивному разрушению: в летнее время днем она увлажняется тающим фирном, а ночью, в связи с замерзанием, здесь проявляется морозное выветривание. По краям фирна происходит как бы подкапывание скалистых склонов цирка, ведущее к постоянному поддержанию и даже к увеличению их крутизны. Цирки, увеличиваясь в горизонтальных размерах, путем выветривания и отступления склонов сохраняют свою типическую форму. Разрастание цирков теоретически может продолжаться до тех пор, пока из них вытекает лед и удаляет продукты выветривания, или масса горного тела, лежащая выше снеговой линии, не будет снесена льдом разрастающихся цирков. С тех пор, как цирк лишается фирна и льда, в связи с потеплением климата, его развитие направляется в другую сторону. Вначале во впадинах недействительных каров существуют озера, склоны их продолжают выветриваться и отступать, но щебень уже не уносится, а постепенно накапливается у подножий склонов. В дальнейшем при накоплении продуктов выветривания они постепенно поднимаются вверх, облекая все склоны своим покровом. Так склоны недействительных каров постепенно становятся пологими и на них начинают развиваться эрозионные формы рельефа.

Стадии развития горно-ледникового рельефа тесно связаны с развитием каров, как типических высокогорных форм. В связи с вертикальным тектоническим движением горная страна постепенно поднимается выше снеговой линии и подвергается оледенению. Вначале небольшие кары, близко расположенные друг возле друга несколько выше снеговой линии, при своем разрастании в ширину начинают сливаться между собой. В первую очередь исчезают скалистые перемычки между карами одного склона. Несколько позже начинают исчезать и более высокие гребни, разделяющие кары противоположных склонов. Фирновые их поля сначала соединяются узкими полосами, перекидываемыми через перевалы, которые в дальнейшем все более и более расширяются. Теперь

уже фирном покрываются обширные площади верхних частей гор, среди которых торчат остропирамидальные вершины, а горная страна приобретает резкие очертания, характерные для высоких гор.

В конечном итоге вершины уничтожаются и образуется сплошной фирновый покров, окутывающий пониженные и уплощенные ледниковой денудацией верхние части гор. Высота уплощенных поверхностей должна приблизительно соответствовать уровню днищ слившихся каров и снеговой линии, которая является как бы базисом ледниковой денудации. Полагают, что платообразные поверхности Скандинавских гор представляются конечными стадиями горно-ледниковой денудации. В Альпах процесс ледниковой денудации не пошел далеко, ледники отступили, а бывшие днища каров заняты теперь альпийскими лугами.

## 5. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ГОРНЫХ СТРАН

В образовании рельефа гор участвуют или могут участвовать одновременно в равной степени несколько агентов: тектонические движения, вулканические явления, деятельность проточных вод, ледников и др. Поэтому рельеф гор отличается особенной сложностью и разнообразием. Бесконечное разнообразие царит во внешних очертаниях гор. Одни и те же формы почти не повторяются дважды. Однако, несмотря на значительное разнообразие, при изучении морфологических элементов гор, строения гор и их происхождения можно найти общие черты и сходства по внешнему очертанию, строению и по происхождению.

**Морфологические элементы гор.** Под словом «гора» нужно подразумевать резкое возвышение земной поверхности ограниченного протяжения, поднимающееся изолированно среди равнинного пространства и ограниченного со всех сторон отчетливо выраженной подошвой в форме замкнутой кривой. Примером этому могут служить отдельные изолированные горы — лакколиты Минераловодского района Северного Кавказа: гора Машук, гора Бештау, гора Железная и др.

Подошвой называется резкий вогнутый перелом топографической поверхности, который в форме линии отделяет равнину от склона горы. Возвышение с замкнутой подошвой, как уже сказано, называют гора. Возвышение, ограниченное подошвой с одной стороны в виде прямой или изогнутой линии называется ступенью. Примером последней может служить береговая равнина, прилегающая к морю, ограниченная незамкнутой подошвой.

Горная область или нагорье — это обширный участок земной поверхности, высоко приподнятый над прилегающими пространствами, имеющий внутри резкие и значительные колебания

высот вследствие его расчленения. Отдельные возвышения небольшой протяженности, возникшие в результате расчленения горной области, называют вершинами. В отличие от изолированных отдельных гор с замкнутой подошвой, горные вершины не являются самостоятельными, они представляют собой части нагорья, возникшие при его расчленении. Вершины, сливаясь своими основаниями ниже перевальных седловин, образуют горные цепи или горные хребты. Последние, в свою очередь, также сливаются ниже уровня дна долин, образуют цоколь или основание гор. Выражение, употребительное в русском языке, «горы» не есть множественное число слова «гора», а есть синоним нагорья или горной страны. Примером нагорий или гор будут: Тянь-Шань, Памир, Северо-Американские Кордильеры. Особенности рельефа гор определяются: характером их подошвы, формой склонов и формой гребневых линий и вершин.

Подошва отделяет от окружающего пространства как отдельную гору, так и нагорья. В нагорьях подошва в одних случаях выражена резко, тогда прилегающая равнина сразу сменяется склонами гор, в других случаях — переход от равнины к горам постепенный, при незаметном повышении поверхности. Переходная область от равнины к склонам гор называется предгорьем. Примером последнего может служить Общий Сырт для Южного Урала, Ставропольская возвышенность для Кавказских гор и др. Предгорье может подвергаться расчленению и иметь вид увалистой или холмистой поверхности.

Склоны в сущности являются гранями рельефа земной поверхности. Своим пересечением они образуют различного вида положительные и отрицательные формы рельефа. Характер пересечения и соединения противоположных склонов накладывают общий отличительный облик на горную область в целом или на ее части. По степени крутизны склоны могут иметь все переходы от самых малых 3—5° до 90°. В горных странах обычными являются склоны в 20—30°, более крутые встречаются реже и в особо специфических геологических условиях. Крутизна склонов относится к одной из главных морфологических особенностей гор. Она зависит и определяется составом и формой залегания горных пород, климатом, возрастом горной страны и ее восходящим или нисходящим развитием. Чем определяется крутизна склонов в каждой горной стране и отдельных ее частях устанавливается специальными исследованиями.

Кроме крутизны, в морфологическом очертании гор и направлении их развития важное значение имеет форма профиля склонов. В. Пенк установил, что форма профиля склонов зависит от соотношения интенсивности глубинной эрозии и площадной

денудации, происходящей на их поверхности. По форме профиля различаются такие склоны: прямые, выпуклые, вогнутые и ступенчатые.

*Прямые* склоны отражают такое состояние, когда наблюдается равновесное соотношение между глубинной эрозией и денудацией склонов.

*Выпуклые* склоны образуются в случае перевеса интенсивности глубинной эрозии над площадной денудацией склонов. Такое соотношение происходит в период вертикального поднятия горной страны.

*Вогнутый* профиль склонов образуется при перевесе площадной денудации над глубинной эрозией, что происходит при длительно неизменном положении уровня базиса эрозии горной страны.

*Ступенчатые* склоны по своему происхождению выделяются двух видов. В одном случае они являются выражением сложения склонов горизонтальными слоями пород с различной устойчивостью к процессам выветривания и денудации. Примером этого являются склоны каньонов р. Колорадо, склоны речных долин окрестностей Кисловодска на Северном Кавказе и др. В другом случае, при сложении склонов породами одинаковой устойчивости, ступенчатые склоны отражают прерывистое вертикальное поднятие горной страны.

Гребневая линия образуется в результате пересечения или соединения противоположных склонов вытянутых горных цепей или хребтов. По морфологическим особенностям различаются такие гребневые линии: острая, округлая и сыртовая.

*Острая* гребневая линия образуется при непосредственном пересечении противоположных склонов под каким-либо ясно выраженном углом или тупом угле.

*Округлая* гребневая линия получается в том случае, если противоположные склоны постепенно переходят один в другой. Возвышенности с широкими округлыми гребневыми линиями в русской номенклатуре часто называют грядой или увалом.

*Сыртовая* гребневая линия отличается тем, что противоположные склоны хребтов непосредственно не соприкасаются, их соединяет горизонтальная площадка, придающая вершинной части водораздельного хребта характер плато.

Вершины, как было отмечено выше, образуются в результате расчленения горных хребтов. Форма вершин определяется в значительной степени формой гребневых линий. Остропирамидальные и пикообразные вершины образуются при расчленении острых гребневых линий. Куполообразные вершины являются результатом расчленения округлых гребневых линий.

Вершины с формой усеченной пирамиды дают сыртовые гребневые линии при их расчленении. Вершины отделяются одна от

другой перевальными седловинами, которые являются верховьями поперечных долин, врезаемых в склоны горных хребтов.

**Морфологические типы гор.** Различают два морфологических типа гор: высокие горы и средние горы. Название типы выделяются не по высоте, а по особенностям своего внешнего очертания. В понятие терминов «высокие горы» и «средние горы» вкладывается морфологический смысл — они служат характеристикой внешнего облика гор.

Высокие или альпийские горы отличаются значительной крутизной склонов, острыми гребневыми линиями, остропирамидальными и пикообразными вершинами. В общем для них свойственны резкие и дикие очертания. На крутых склонах высоких гор продукты выветривания почти не задерживаются, а оползают и скатываются с них под влиянием силы тяжести. По этой причине на склонах высоких гор почти отсутствует почвенный и растительный покров, а выступают голые скалы. К типу высоких гор принадлежат: Альпы, Кавказ, Гималаи, Тянь-Шань и многие другие. Большинство этих гор поднимается выше снеговой линии и несет покров вечных снегов и льдов. Те из альпийских гор, которые в настоящее время ледников почти не имеют, обнаруживают в своем рельефе следы недавнего оледенения. Резкие очертания форм рельефа этих гор обязаны, в первую очередь, деятельности горных ледников. Острота горных вершин и гребневых линий является результатом разведывающего действия фирна и льда, находящихся себе выражение в образовании крутостенных цирков.

Средние горы, в общем, отличаются своими мягкими очертаниями, склоны их пологие, более крутые склоны наблюдаются только в нижнем поясе гор. Гребневые линии имеют вид округлых сводов, разделяющихся по оси хребта на ряд куполовидных вершин; ледников и вечных снегов эти горы не имеют. Ледниковые формы рельефа, как свидетели прежнего оледенения, если и наблюдаются, то не вносят существенного изменения в общую морфологию гор. В связи с округленностью вершин и пологостью склонов средневысотные горы покрываются корою выветривания, на которой развивается почвенный и растительный покров. Коренные породы в виде скал в верхнем ярусе гор обнажаются редко, в нижнем ярусе они выходят чаще в связи с размывами рек у подножия гор.

Развитие ледниковых форм рельефа (кары) в высоких горах и отсутствие их или слабое развитие в средних горах дает ключ к пониманию закономерности географического распределения и высотной границы морфологических типов гор, а именно: высотной границей средних и высоких гор является снеговая линия. Последняя понижается от экватора к полюсам, следовательно высота

морфологических типов гор в конечном счете зависит и определяется географической широтой.

При разрушении острых гляциальных форм высокие горы постепенно понижаются, округляются, приобретают мягкие очертания и постепенно переходят в средний тип гор. Выражение «низкие горы» почти не употребляется, так как его считают синонимом холмов и холмистых стран.

**Генетическая классификация гор.** По происхождению различают три основных группы гор: аккумулятивные, эрозионные и тектонические горы.

К аккумулятивным горам или горам накопления прежде всего относятся вулканические горы, образующиеся путем накопления продуктов извержения вокруг центров извержения. По абсолютным и относительным высотам вулканические горы могут достигать значительных величин, не уступающим горам тектоническим. К аккумулятивным образованиям также принадлежат моренные гряды и различного вида дюны, которые редко достигают значительной высоты.

Эрозионные горы образуются на месте высоких плоскогорий с горизонтальным залеганием слоев в результате их глубокого расчленения эрозионными долинами. Этим они отличаются от тектонических гор, где слои вначале подвергаются различным нарушениям, затем страна испытывает значительное поднятие и эрозионное расчленение. Примером эрозионных гор служат горы бассейна р. Колорадо в Северной Америке, а в СССР — горы Северного Кавказа и др.

Тектонические горы являются наиболее распространенными на поверхности Земли, к ним принадлежат также наиболее значительные возвышения земного шара. Тектонические горы обладают очень большим разнообразием, среди них различают складчатые, складчато-сбросовые и остаточно-глыбовые горы.

Складчатые горы очень редко состоят из одной складки (моноантиклинальный тип), обычно же они состоят из множества складок (юрский тип). Складки здесь пологие, прямые или слабо наклонные. Водоразделы совпадают с антиклинальными складками, а широкие синклинали занимают продольные долины рек. Такие горы обычно сложены почти не метаморфизованными осадочными породами. Примером их являются Юрские горы и хребты полуострова Мангышлак.

Складчато-сбросовые горы в период своего образования одновременно развиваются сбросами на глыбы, которые испытывают вертикальные смещения значительной амплитуды. При этом одни глыбы опускаются, а другие поднимаются и подвергаются интенсивной денудации. В строении этих гор участвуют как осадочные, так и магматические породы, вскрытые денудацией в



горстовых глыбах. Горы такого строения очень распространены, к ним принадлежат: Восточные Альпы, Карпаты, горы Балканского полуострова, Кордильеры Северной Америки и др.

Складчатые горы обладают рядом общих признаков, которые можно свести к следующим. Ни одна складка не протягивается на всю длину горной системы. Так, в складчатых Юрских горах насчитывается до 160 антиклинальных складок, из них самая длинная — 162 км, а общая длина гор — 320 км. В поперечном направлении в них выделяется 10—12 цепей. Пучок цепей горной системы или протягивается прямолинейно (Кавказ, Пиренеи), или же в совокупности образует дугу или ряд изгибов. Цепи складчатых гор, как правило, располагаются между жесткими глыбами платформенного типа или облекают их. Очертания жестких глыб оказывают влияние на направление складчатых зон. Так, Урал, изгибаясь, обрамляет восточный край Русской платформы, Верхоянский хребет огибает восточный край Сибирской платформы, дуга Альп огибает глыбу Ломбардской низменности и т. д.

Остаточно-глыбовые горы имеют сложную историю своего развития. Образование складчатых структур в подвижных геосинклинальных зонах сопровождается мощными интрузиями, которые внедряются в складчатые осадочные толщи в виде многочисленных даек, штоков, батолитов и лакколитов. Мощный приток тепла с интрузивными телами вызывает интенсивный метаморфизм и перекристаллизацию осадочных пород. Кристаллические метаморфические породы как быцементируются затвердевшими интрузивными образованиями. В результате в основании складчатой зоны образуется жесткий несминаемый фундамент. При повторении горообразовательных движений жесткий фундамент вместо складчатых изгибов испытывает разломы и разрывными дислокациями разбивается на множество глыб. Последние подвергаются дифференциальным вертикальным перемещениям значительных размеров. Если складчатая область была до этого денудирована до пенеплена, то отдельные участки этой выравненной поверхности можно наблюдать на вершинах глыб, поднятых вертикальными движениями на разные уровни. Так на месте вторичной равнины (пенеплена) может снова возникнуть горный рельеф с большими амплитудами высот. Горы, возникшие на месте пенеплена, имеющие глыбовое строение, называют остаточно-глыбовыми. В сложении этих гор преобладают кристаллические изверженные и метаморфические породы. Примером остаточно-глыбовых гор считаются: Тянь-Шань, Алтай, Саяны и многие другие. Тянь-Шань, как складчатые горы, сформировались в каледонскую и герцинскую эпохи горообразования в конце палеозоя. В течение мезозоя они подвергались денудации, следствием которой была обширная холмистая равнина типа современной Казахской складчатой стра-

ны. В альпийскую эпоху горообразования этот жесткий массив холмистой равнины был разломан на глыбы, которые испытали вертикальные смещения относительно друг друга, вследствие чего страна вновь приобрела горный рельеф с резкими колебаниями высот. Современные хребты Тянь-Шаня не являются выражением палеозойской складчатости, а представляют глыбы, оконтуренные разрывными дислокациями. Гребневые линии хребтов Тянь-Шаня имеют сыртовый характер. Сыртовые равнины высотой 3500—4000 м представляют собой древние поверхности пенеплена, поскольку они срезают палеозойские складчатые структуры.

**Физико-геологические процессы в горах** отличаются исключительным разнообразием и интенсивностью проявления. Горы являются областями преобладания денудационных процессов, интенсивность которых возрастает с увеличением высоты гор. Специфическими формами денудации в горах являются: обвалы, сели и снежные лавины.

**Обвалы.** В местах развития крутых и нависших склонов под действием выветривания и землетрясений происходит растрескивание пород на глыбы, отрыв последних и скатывание к подножию склонов. Скатившиеся глыбы имеют размеры до нескольких десятков метров, беспорядочно нагромождаются одна на другую у подножия склонов, образуя здесь известные туристам «хаосы камней». Обвалы известны в Крыму («Хаос» в парке Алупки), на Кавказе, в горах Средней Азии и во многих других местах.

**Сели или бурные грязевые потоки,** которые вызываются внезапно возникающими паводками в горных реках. Они возникают при наличии трех условий: интенсивного ливня или бурного снеготаяния; значительной крутизны горных склонов; присутствия на таких склонах рыхлых, легко смываемых продуктов выветривания. Грязевые паводки возникают в засушливых горных районах, так как там на склонах под влиянием температурного выветривания накапливается много мелкообломочных продуктов выветривания, которые легко смываются редкими, но интенсивными ливнями. Такие условия имеют место в Закавказье, в ряде предгорий Средней Азии и т. д. В горных районах с достаточным количеством осадков развивается богатая растительность, которая препятствует внезапному смыслу и сползанию в реки громадных масс рыхлых продуктов выветривания. Грязевые потоки, двигаясь со скоростью 10—15 км в час вызывают большие разрушения на своем пути. Селевыми паводками выносятся с гор на равнины огромные количества рыхлого материала, при этом выносятся отдельные каменные глыбы, которые могут достигать веса более 10 т. Содержание влекомого потоками материала превышает 100 кг на 1 м<sup>3</sup> воды. Защитой от селевых потоков служат агромелиоратив-

ные мероприятия на горных склонах и гидротехнические сооружения, преграждающие или отводящие их от населенных пунктов.

Снежные лавины или снежные обвалы представляют собой снежные массы, сползающие с поверхности горных склонов и увлекающие на своем пути новые массы снега. Объем низвергающейся массы снега достигает миллиона кубических метров при плотности 0,5. Сила удара снежных масс на  $1 \text{ м}^2$  — до 60—100 т. Лавины — характерное явление горных и заполярных стран, где величина склонов более  $15^\circ$  и мощность снега достигает 0,5 м и более. Снежные обвалы — важный источник питания ледников в горах. Сползание и обвалы снега с горных склонов происходят:

1) от перегрузки склонов во время метелей или в течение двух первых суток после окончания снегопада, когда силы сцепления между новым слоем снега и подстилающим слоем ничтожны. Это так называемые сухие лавины, они состоят из сухого порошкообразного снега, выпадающего при сильных морозах зимой;

2) при подтаивании снега и возникновении водной смазки между нижней его поверхностью и подстилающей почвой склона во время оттепелей. Это так называемые мокрые лавины. Последние состоят из плотного и связного снега, иногда пропитанного водою. До своего отрыва такая масса снега представляет как бы подобие пластины, подтаявшей снизу, опирающейся и связанной с нижележащим грунтом лишь в нескольких точках. Такие лавины падают чаще всего весной или во время длительных потеплений. Именно лавины этого типа, срывающиеся до самого грунта, увлекают с собой большое количество дерна, рыхлой земли, валунов, огромные каменные глыбы, стволы и пни деревьев. Известны и другие причины образования снежных лавин. Часто лавины срываются из года в год в одних и тех же местах и имеют определенные пути движения — тальвеги. Снежные обвалы могут вызывать большие катастрофы и препятствуют нормальной эксплуатации дорог, гидротехнических сооружений, промышленных объектов. Меры защиты от лавин: предупреждение соскальзывания снега в лавиносборах путем облесения, постройки защитных террас, плетней, щитов и др. Отвод лавин от сооружений, которым угрожает опасность, путем постройки направляющих дамб, лавинорезов и др. Разрушение сооружений вызывают как сами падающие лавины, так и воздушные волны, возникающие при их падении.

**Восходящее и нисходящее развитие рельефа.** В каждый данный момент в определенной части земной поверхности развитие рельефа является результатом одновременно протекающих движений земной коры и процессов денудации. Если движение будет выражено поднятием, которое протекает быстрее, нежели выветривание и снос, то в этом случае имеет место восходящее развитие рельефа или его омоложение. Оно будет выражено в увеличе-

нии абсолютной высоты суши, в усилении расчленения страны, увеличении крутизны склонов и резкости в очертании поверхности. Наоборот, если разрушение и снос будут иметь перевес над поднятием или поднятие будет отсутствовать в течение длительного времени, тогда общая высота над уровнем моря начнет уменьшаться, разности относительных высот сглаживаться, склоны будут становиться положе, а очертания поверхности округлее и мягче. Это будет нисходящее развитие рельефа. При вертикальных движениях литосферы поднятия сменяются опусканиями и поднятиями, отчего как нисходящее, так и восходящее развитие рельефа не могут продолжаться до бесконечности. Нисходящее развитие прерывается тогда, когда поверхность суши достигает уровня моря. Дальнейшее опускание суши под уровень моря выводит ее из сферы денудации, она становится областью отложения минеральных осадков, погребаящих весь прежний рельеф.

Чем выше поднимается какой-либо участок земной поверхности, тем быстрее подвергается он разрушению, так как в более высоких слоях атмосферы процессы выветривания и сноса протекают интенсивнее. Кроме того, с высотой поднятия увеличивается глубина расчленения и крутизна склонов, а, следовательно, увеличивается энергия денудации и быстрота возобновления выходов коренных пород из-под продуктов их разрушения. В этом нужно искать причину того, что *возможная высота гор на поверхности Земли ограничена*, что в горных областях смежные вершины имеют близкую высоту, что высочайшие вершины гор располагаются приблизительно на одном уровне, который А. Пенк назвал верхним уровнем денудации. Верхний уровень денудации соответствует той предельной высоте, до которой может продолжаться восходящее развитие рельефа при данных условиях климата и устойчивости горных пород. Высочайшие вершины современных гор не превышают 9000 м: Джомолунгма — 8848 м, Канченджанга — 8585 м (Гималаи). Субтропические широты с их сухостью климата являются наиболее благоприятными для сохранения горных вершин, а по направлениям к экватору и полюсам эти условия становятся менее благоприятными. Там, где в силу континентальности климата, зона пустынь продвигается далеко к полюсам, там и горы значительной высоты проникают в более высокие широты. Эта особенность ясно выражена в Центральной Азии, здесь в горах Тянь-Шаня, на 42° северной широты, вершина пик Победы имеет высоту 7440 м, а Хан-Тенгри — 6995 м.

## 6. МОРФОЛОГИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

**Роль океанов и морей в преобразовании земной поверхности.** Океаны и моря занимают свыше 70% всей площади земной поверхности. Масса воды, заполняющая ее впадины, все время находится в движении. Масштабы геологической деятельности движений воды очень велики. Под их воздействием происходит переработка берегов, сложенных даже самыми устойчивыми породами. На дне прибрежных частей впадин океанов и морей в одних местах размываются рыхлые породы — это способствует увеличению глубин, а в других местах, в результате переноса и отложения наносов, происходит образование отмелей. Наконец, происходит непрерывное накопление выпадающих на дно осадков, формируются осадочные породы. Выпадение осадков сопровождается постепенным выравниванием донного рельефа. Все это приводит к выводу о том, что воздействие динамических процессов, происходящих в толще вод Мирового океана, на поверхность коры земного шара, имеет противоречивый характер как разрушения, так и созидания. Формирование рельефа поверхности земной коры, в результате действия этих противоположных процессов, является лишь одним из этапов ее геологического развития.

Механическая работа моря является важнейшим фактором формирования рельефа. Она выражается в воздействии на горные породы берегов и дна волнений, течений, приливно-отливных процессов, а также в воздействии волн цунами, возникающих в результате сейсмических толчков. Весьма существенное воздействие оказывает деятельность ветровых волн. Влияние волнений сказывается на преобразовании рельефа дна только в пределах сравнительно неглубокой области шельфа, а также на преобразовании рельефа морских берегов.

Полоса земной поверхности, в пределах которой происходит взаимодействие вод океана с прилегающей сушей, носит название побережья. В пределах побережья выделяются три продольных зоны: внутренняя — всегда сухая, средняя — периодически затопляемая и внешняя — находящаяся всегда под водой. Линию уреза воды, фиксирующую распространение воды в сторону суши, называют береговой линией. Положение береговой линии не является постоянным, оно периодически изменяется под влиянием волнения, приливов и отливов, при изменении барометрического давления, при действии нагонных и отгонных ветров и т. д. Есть и более длительно действующие во времени факторы: колебательные движения земной коры, эвстатические изменения уровня Мирового океана и др. За ширину средней зоны побережья обычно принимается расстояние между границами максимальных приливно-отливных колебаний береговой линии. Примаыкающую

непосредственно к береговой линии полосе суши, рельеф которой формируется под воздействием деятельности моря, называют берегом. Ниже уреза воды или береговой линии располагается подводный береговой склон. Геологическая деятельность волнения выражается также в процессах размыва слагающих подводный береговой склон пород и аккумуляции наносов.

Наблюдениями установлено, что под действием перечисленных выше факторов механической работы моря формирование рельефа берега зависит от величины наклона поверхности подводного берегового склона. При крутом падении поверхности подводного склона происходит смещение наносов в его нижнюю часть. При этом волны свободно доходят до мелководья или непосредственно до коренного берега, оказывая на них абразионное воздействие. Происходит формирование так называемых приглубых берегов. При пологом падении подводного склона, при разрушении набегающей волны, на мелководье происходит осаждение на дно взвешенных наносов и образование аккумулятивных форм рельефа в виде подводных валов. В ходе перемещения подводных валов к берегу происходит образование аккумулятивной надводной террасы. В этом случае происходит формирование так называемых стмелых берегов. Эта зависимость является одной из основных причин существования двух противоположных типов берега — абразионного и аккумулятивного.

Рельефообразующая роль волнения сказывается сравнительно на небольшой глубине. С увеличением глубины волнение постепенно ослабевает. На достаточной глубине происходят лишь незначительные периодические колебания частиц воды в горизонтальном направлении с весьма малыми скоростями. В океанологической литературе считается, что глубина прекращения воздействия волн на грунты дна составляет около половины — одной трети длины волны. Учитывая, что максимальные, наблюдавшиеся разными исследователями, длины волн в океане составляют от 170 до 340 м, принимают практический предел воздействия волнения на дно океана около 100—150 м, а в морях даже до 50 м. На указанной глубине скорость перемещения частиц воды в придонном слое столь мала, что не происходит размыва коренных пород и рыхлых грунтов. Таким образом, рельефообразующее действие морского волнения на дно сказывается лишь в прибрежных мелководных частях океанических и морских бассейнов. В более глубоких частях Мирового океана значение волнения как рельефообразующего фактора не установлено.

Большую роль в формировании рельефа морских берегов играет действие прибою. У высоких крутых берегов при значительной глубине подводного берегового склона явления прибою происходят непосредственно у берега. О силе удара волны можно судить по

наблюдениям на Одесском побережье, где величина его достигала до  $8 \text{ т/м}^2$ . В Балтийском море сила удара волны доходила до  $10 \text{ т/м}^2$ , на берегах Северного моря — до  $15 \text{ т/м}^2$ , а на западном побережье Шотландии — до  $30 \text{ т/м}^2$ .

Существенное значение в разрушении пород дна, переносе и отложении рыхлых грунтов имеют морские течения. В их число входят прибрежные ветровые поверхностные течения и донные противотечения, ориентированные перпендикулярно или под углом к береговой линии и вдоль нее; затем постоянные морские течения, приливные течения и, наконец, деятельность придонных мутьевых или суспензионных течений.

При длительном действии ветра в перпендикулярном направлении к береговой линии и связанном с этим подъемом уровня воды в зоне донного бережья возникают отточные течения, как поверхностные, так и придонные. По наблюдениям Е. А. Попова (1956), скорость придонного течения до  $10 \text{ м/сек}$ , возникшего при шторме силой 9 баллов, была в состоянии размывать породы дна, перемещать гальку и даже крупные валуны весом до  $50 \text{ кг}$ . По данным Шипарда (1951), скорости оттока, в виде разрывного течения, прорывавшегося сквозь зону прибоя, составляли до  $1 \text{ м/сек}$ , при глубине до  $5\text{--}6 \text{ м}$ . Этим отточным течением приводились в движение и выносились в открытое море большие массы обломочного материала. По мнению ряда наблюдателей, несравненно в больших масштабах происходит перенос крупных масс окатанного материала в результате деятельности отточных течений, направленных под углом к береговой линии, как более частых. Однако геологическая деятельность прибрежных течений хотя и имеет существенное рельефообразующее значение, но все же распространение ее ограничено узкой полосой вдоль береговой линии и небольшими глубинами, в пределах которых она проявляется.

Рельефообразующая деятельность постоянных морских течений, как это установлено по современным наблюдениям, сказывается на значительно больших глубинах, до  $1500\text{--}2000 \text{ м}$  и более, чем это предполагалось ранее. Об этом свидетельствуют такие факты, как отмеченное отсутствие на дне илов и наличие, в зависимости от глубины, мелко-, средне- или крупнозернистых песков, а на наибольших глубинах ( $2400 \text{ м}$ ) — наличие по подводным фотографиям знаков ряби. Большое значение имеет перенос морскими течениями взвешенных частиц, содержание их для открытого океана в верхнем слое, по данным А. П. Лисицина (1960), доходит до  $10\text{--}15 \text{ г/м}^3$ .

Важна геологическая деятельность приливных течений. Их особенностями являются: воздействие, по теоретическим представлениям, на всю массу воды от поверхности до дна океанических и морских бассейнов; постоянство значений скоростей движения во-

ды по всему вертикальному сечению в толще водной массы. Считается, что приливные течения в областях их проявления на всех глубинах являются главным фактором распределения осадков по их крупности. Вместе с тем к их деятельности относятся образование аккумулятивных гряд — с продольной осью в направлении течения — из крупного песка и гравия в Северном море и в других районах Мирового океана. Высота гряд до 25 м, а длина до нескольких десятков миль.

Наконец, после первого океанографического конгресса в 1957 г. стало известным о геологической и рельефообразующей деятельности так называемых мутьевых или суспензионных потоков. Это придонные потоки, в которых в большом количестве содержатся взвешенные минеральные, а отчасти и органические частицы. Геологическая их деятельность заключается, с одной стороны, в эродирующем воздействии на ложе, углублении и расширении подводных каньонов и, с другой стороны, в переносе и отложении взвешенных наносов, в образовании аккумулятивных форм донного рельефа, конусов выноса, околوماتериковых шлейфов, дельтовых накоплений и т. п.

Выше кратко рассмотрены лишь главные виды рельефообразующей и геологической деятельности океанических вод, они отличаются большим многообразием. Однако известны и другие виды геологической и рельефообразующей деятельности, такие, как формирование надводных и подводных оползней, влияние ледовых процессов, влияние органического мира. О них будет сказано далее.

Деятельность моря у абразионных (крутых) берегов. Морской абразией называется разрушение высокого, крутого берега под действием морского прибоя. Как уже было сказано, важнейшим условием формирования абразионных берегов является наличие подводного крутого склона. К деятельности морского прибоя присоединяется еще обработка берегового уступа под воздействием корразии, ударов и обтачивания приносимого волнами обломочного материала, валунов, гальки, гравия, песка. Под действием морского прибоя в нижней части берегового уступа образуется углубление, именуемое волноприбойной нишей. Развитие ниши происходит до обрушения нависшего над ней выступа берегового массива. Затем процесс дальнейшей разработки ниши прерывается до тех пор, пока за счет волноприбойной деятельности не будут вынесены продукты обрушения берегового выступа. После этого вновь начинается формирование ниши в береговом уступе. Береговой уступ, обычно крутой или отвесный, носит название «клифф». Развитие абразионного процесса, выражающееся в многократном повторении циклов формирования ниши и обрушения выступа берегового массива, приводит к отступанию высокого и



крутого берега. Пологая часть берегового поперечного профиля, формирующаяся ниже ниши, носит название береговой абразионной террасы. Для обнаженной от наносов поверхности коренных пород абразионной террасы у подножья клиффа и на подводном склоне применяется термин «бенч». Однако процесс такого отступления и одновременно увеличения длины пологой части берегового подводного откоса (бенч. береговая абразионная терраса) может продолжаться только до тех пор, пока набегающая волна не будет терять всю свою энергию и опрокидываться, не доходя до береговой линии. Внешне это выражается в появлении зоны бурунов. Появление забурунивания служит признаком наступления так называемого абразионного равновесия. Основным условием абразионного равновесия является наличие в данных условиях формирования берегового рельефа состояния тектонического покоя. Процесс отступления берегового уступа в сторону суши может вновь возникнуть, если начнется новое опускание поверхности земной коры в данном районе и, связанное с ним увеличение глубин подводного берегового склона. Такие же последствия вызовет усиление денудации поверхности подводного склона под действием набегающих волн или под воздействием течений.

Примером длительной морской абразии является побережье Черного моря в районе Одессы. Здесь происходит постепенное вековое опускание суши. О скорости его можно судить по тому, что за 40 лет, примерно за период с конца XIX до конца первой трети XX века, отметка нуля футштока Одесского порта опустилась на 40 см ниже уровня моря. В результате векового погружения суши морская абразия энергично размывает и разрушает высокий крутой берег, вызывает на нем образование оползней, обвалов и т. п. За 60 лет к тридцатым годам бровка берега отступила в сторону суши на 90 м; таким образом, скорость отступления берега под влиянием морской абразии составила около полутора метров в год. Скорость отступления высокого обрывистого или крутого берега, под воздействием абразионной деятельности моря, зависит от многих условий. В их число следует включить такие, как климат, интенсивность морского прибоя, направление волнения по отношению к береговой линии, высоты клиффа, формы залегания пород, устойчивость размываемых пород. В пределах участков берега, сложенных менее устойчивыми породами, скорость морской абразии выше, в результате береговая линия в плане приобретает вогнутый характер, происходит образование бухт. Участкам, сложенным более устойчивыми породами, соответствует формирование выступов берега в море, образование мысов. Образование абразионных бухт и разделяющих их мысов в условиях распространения однотипных пород может происходить вследствие разницы в высотах клиффа. Мысы в таких условиях формируются в резуль-

тате отставания скорости абразии на тех участках, где клифф выше, чем на смежных участках. Таким образом, высота берега, а тем самым и клифф, имеет при размыве сходное значение, что и устойчивость пород.

Выработка абразионной платформы. Если для района побережья характерно наступившее состояние длительного отсутствия тектонических движений или тектонической стабильности, то после образования достаточно широкого пологого подводного берегового склона деятельность морской абразии, процесс дальнейшего разрушения морем высокого берега прекращается. Если же для района побережья характерны процессы тектонического погружения, опускания поверхности земной коры, то непосредственно у береговой линии высоких и крутых берегов сохраняются достаточные глубины для их разрушения под воздействием морского прибоя. При длительном отступании высокого берега происходит формирование широкой абразионной береговой террасы.

При процессах тектонического поднятия абразионного шельфа выше уровня моря и превращения в сушу его поверхность превращается в абразионную равнину.

Оползни на морских берегах. В развитии рельефа морских берегов принимают участие также оползни, как в надводной сухой части побережья, так и в пределах подводного берегового откоса и материкового склона. Оползень представляет собой отделение массы пород на косогоре и смещение ее под влиянием силы тяжести вниз по склону. Следует различать факторы, влияющие на которые вызывает оползневые явления на склоне. Таковыми являются: степень крутизны склона; состав и свойства пород его слагающих; характер деятельности моря; гидродинамическое давление подземных вод; влажность грунта, способствующая увеличению его веса, ослаблению сцепления и трения; дополнительные статические и динамические нагрузки и т. д.

Образование оползней создает особые, оползневые формы рельефа морских берегов. Подобные формы рельефа встречаются довольно часто. Известны, например, своими оползнями берега Черного моря у Одессы, в Крыму, в районе побережья Сочи—Сухуми.

Берег моря в районе Одессы отличается ступенчатым рельефом. Слагающие берег пласты пород залегают практически горизонтально. Ступенчатый вид берегу придают крупные массивы, которые отделяются обычно от коренного берега по вертикальным трещинам и затем опускаются, со временем опрокидываясь в сторону суши. Обратный наклон поверхность отделившегося массива постепенно приобретает за счет перемещения его основания по некоторой кривой скольжения к морю. Под воздействием морской

абразии опустившиеся массивы постепенно размываются, а продукты размыва уносятся в море. Через некоторое время, точно в такой же последовательности происходит следующий оползневой цикл.

Крымские горы представляют собой антиклинальную складку, у которой южное крыло погружено по сбросу в море. На головах пластов, выходящих по южному склону Крымских гор, скапливаются элюво-делювиальные отложения. Массы рыхлого элюво-делювия, а также оторвавшиеся пачки коренных пород, сланцев и песчаников триаса и юры при насыщении их водой начинают сползать вниз по склону, образуя оползни и оплывины.

Подводные оползни образуются на наклонной поверхности материкового склона даже при очень малых углах ее наклона. По исследованиям академика А. Д. Архангельского, уклон, соответствующий  $2,0^{\circ}$ — $2,5^{\circ}$  уже достаточен для того, чтобы массы иловых накоплений начали оплывать по склону вниз. Явлениям оплывания и оползания благоприятствует большая степень насыщения донных грунтов водой, составляющая в среднем около 50% и приводящая их в текучее состояние. При текучем состоянии грунтов, собственно, и начинается формирование мутьевых потоков. Этот процесс усиливается наличием в грунте органического вещества и коллоидов. Подводное оползание и оплывание донных рыхлых грунтов может происходить в крупных масштабах. На карте академика А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, у Черноморского и Крымского побережий показано на материковом склоне широкое распространение скалистых участков, лишенных современных рыхлых отложений вследствие подводных оползней и оплывов.

Все сказанное свидетельствует о том, что явления оползания имеют существенное значение в формировании как рельефа морских берегов, так и подводного рельефа материкового склона и его подошвы.

Морские террасы представляют естественные ступени в рельефе берегов, приуроченные к определенным уровням. Ступени могут протягиваться на большие расстояния вдоль морских побережий. Каждая морская терраса в отдельности состоит из горизонтальной поверхности и склона, обращенного в сторону моря. Склон отличается различной крутизной, часто его называют уступом террасы. Ступеней в рельефе морского побережья может быть несколько. На поверхности морских террас часто встречаются окатанные галечник, гравий, песок, а также раковины и битая ракушка. Горизонтальная поверхность каждой из таких ступеней соответствует древним положениям уровня моря. Происхождение морских террас обычно объясняется поднятием поверхности земной коры с одновременным образованием в прибрежной зоне крутого уступа в коренных породах под воздействием морской абра-

зии. Другой причиной образования террас на морских побережьях считают так называемые эвстатические колебания уровня Мирового океана. Наличие в поперечном профиле высокого берега нескольких ступеней с большой протяженностью вдоль побережья свидетельствует о ряде колебательных движений поверхности земной коры или эвстатических колебаний уровня Мирового океана, с периодами покоя между ними. Террасы известны на северо-западном побережье Скандинавского полуострова, на побережьях северных морей СССР, Средиземного, Черного, Каспийского и других морей. Количество морских террас достигает 4—6—10, а высота их расположения над современным уровнем моря — от нескольких десятков метров и до нескольких сотен и тысяч метров.

Деятельность моря у низких и пологих берегов. Такие берега формируются в условиях неглубокого залегания поверхности широкого подводного берегового склона, распространения в прибрежной части шельфа отмелей. У низких и пологих берегов преимущественно выражена аккумулятивная деятельность моря. Среди аккумулятивных форм рельефа выделяются пляжи, береговые валы, подводные валы, бары. В этих же условиях развиваются косы, пересыпи и другие аккумулятивные формы.

**Пляж** (Лонгинов, Леонтьев) — простейшая береговая аккумулятивная форма, представляет собой накопление песков, гравия, гальки в виде берегового вала в зоне действия прибойного потока. Развитие пляжей происходит у низких и пологих берегов. При определенных условиях — длительном отступании берегового уступа — формирование пляжей происходит и у высоких крутых берегов в тех случаях, когда при достаточной ширине образовавшегося неглубокого и пологого подводного берегового склона прекращается деятельность морской абразии и ее сменяет аккумулятивная работа волн и прибоа.

При движении волн по нормали к береговой линии, по мелководью, происходит их опрокидывание не доходя до берега. Величина этого расстояния зависит от первоначального уклона подводного склона, от высоты волн и ряда других факторов. При замедлении скорости движения волн ввиду их торможения происходит осаждение на дно части взвешенных наносов и образование *подводных валов*. По мнению В. П. Зенковича, подводные валы образуются на пологом подводном склоне, на котором начиная с глубины, соответствующей двойной высоте волны, последняя полностью еще не разрушается, а забурунивается, продолжая свое движение к берегу и постепенно деформируясь. При этом энергия волны после забурунивания падает, скорость движения снижается и часть взвешенных наносов оседает на дно, образуя подводный вал, вытянутый вдоль береговой линии. Постепенный рост образующегося подводного вала способствует все более сильному раз-

рушению волны и, следовательно, усиленному отложению ею наносов. Под влиянием набегающих волн и ветра происходит перемещение наносов с внешнего склона вала через его гребень. Следствием этого является постепенное передвижение подводного вала к берегу вплоть до перехода его в пределы пляжа.

Береговые *бары* представляют собой гряды, образованные скоплениями песчано-гравелистого галечникового и ракушечникового материала. Бары отличаются от подводных валов своей высотой, протяженностью, а также тем, что в процессе формирования гребень их поднимается выше уровня воды и, тем самым, изолирует частично или полностью от открытого моря отдельные прибрежные участки водного пространства. О. К. Леонтьев (1962) считает, что образование баров приурочено к хорошо выраженным перегибам подводного склона, около которых из-за резкого снижения глубины происходит замедленное движение волны и осаждение взвешенных наносов. В то время как образование подводных валов происходит на глубинах до 4—6 м, образование баров происходит при глубине в несколько раз большей. Длина бара может достигать десятков километров, а иногда сотен километров. За счет поступления наносов со стороны нижней части внешнего подводного склона бар растет в ширину и высоту, при этом часть материала переносится на противоположный внутренний склон. В результате происходит постепенное перемещение бара в сторону берега. Часто бар своими концами примыкает к выступам берега, как бы замыкая внутреннюю лагуну, и тогда он превращается в пересыпь. Бар обычно прорезан поперечными каналами или проливами. Течения, проходящие через эти проливы из моря в лагуну, отлагают взвешенные наносы в спокойных водах на дне лагуны. Поступлению песчаного материала с поверхности бара в воды лагуны способствуют также ветры, дующие с моря в сторону берега. Наконец, поступлению наносов в воды лагуны способствует поверхностный сток с суши. Все это как бы дополняет непосредственное перемещение самого бара в сторону берега. Происходит постепенное заполнение лагуны песчаными и илистыми наносами. Конечным итогом динамики формирования и перемещения самого бара и сопровождающих его процессов, способствующих заполнению лагуны, является выравнивание контура расчлененных низких берегов.

*Косы и пересыпи.* Существенное значение для образования ряда других аккумулятивных форм в береговой зоне имеет продольное перемещение морских наносов вдоль берега. Если волнение действует под косым углом к береговой линии, то образуется течение, переносящее наносы вдоль берега. В том месте, где прибрежное течение огибает выступ берега с вогнутостью за ним, будет происходить осаждение части взвешенных наносов и начнет

расти узкая песчаная гряда или коса. Отличительной особенностью косы является ее очень большая длина по сравнению с шириной. Длина отдельных кос составляет несколько десятков километров, ширина — от десятков метров до нескольких километров. По мере роста косы в направлении к противоположному берегу бухты пролив, их разделяющий, будет становиться все уже. Вследствие сужения пролива будет увеличиваться в нем скорость приливо-отливных течений, коса начнет загибать в сторону берега. Усиление деятельности приливо-отливных течений может задержать развитие косы поперек входа в бухту. Если в бухту впадает река, это вызовет такие же последствия. В случае отсутствия реки, впадающей в бухту, и приливо-отливных течений, препятствующих сужению прохода, коса будет продолжать расти, пока не примкнет к противоположному берегу и превратится в пересыпь; аналогично бару, перекрывшему вход в бухту. Подобные формы наблюдаются на одесском побережье Черного моря, где пересыпи в ряде случаев замыкают входы в лиманы рек.

**Влияние геологического строения и тектоники на морфологию морских берегов.** Значение геологического строения выражается во влиянии устойчивости и форм залегания горных пород, слагающих морские берега, на их рельеф. По убывающей степени устойчивости (О. К. Леонтьев, 1963) выделяется несколько групп пород. К первой группе относятся кристаллические и более прочные метаморфические породы. Берега, сложенные такими породами, весьма устойчивы против морской абразии, на них почти не остается следов воздействия морского прибоя. Примером являются северные берега Кольского полуострова, сложенные крепкими кристаллическими породами. Береговые склоны здесь круто уходят в воду. Аккумулятивные формы рельефа встречаются очень редко. Во вторую группу входят сцементированные осадочные породы, плотные известняки, крепкие песчаники и т. п. В результате воздействия морской абразии, в том числе механической и химической, разрушение этих пород хотя и происходит, но развивается весьма медленно. При повторных съемках таких берегов (В. П. Зенкович, 1958) оказалось, что за период 10—20 лет не удается заметить каких-либо изменений. В следующую группу выделяются слабо сцементированные осадочные породы, известняки ракушечные, некрепкие трещиноватые песчаники и т. п. Для высоких и крутых берегов, сложенных такими породами, характерно четкое проявление воздействия морской абразии, с образованием волноприбойной ниши, клиффа, обрушением клиффа и многократным повторением этих циклов. Затем в отдельную группу выделяются несцементированные осадочные породы — неплотные глины, суглинки, пески и т. п. Разрушение высоких берегов, сложенных такими породами, происходит значительно быстрее, чем в предыду-

щих группах. Примером, уже приведенным ранее, может служить скорость отступления высокого берега на одесском побережье, составляющая в среднем свыше метра в год. В особую группу выделены берега, сложенные ледниковыми отложениями, рыхлыми породами, в составе которых наряду с мелкоземом, песками, суглинками, наблюдаются разных размеров валуны, вплоть до крупных. В результате размывающей деятельности морского прибоя уносится мелкозем, а в нижней части берегового обрыва образуются нагромождения крупных валунов и обломков. Деятельность морской абразии замедляется, берег приобретает специфический вид. Такого типа берега можно наблюдать на побережьях северных морей СССР, к которым примыкают районы распространения ледниковых отложений.

Тектонические условия залегания пород, слагающих берег, отражаются на характере его рельефа. Горизонтальное залегание пластов пород способствует образованию относительно более ровной береговой линии, то же наблюдается при простирании наклонно падающих пластов, параллельном береговой линии. Падение пластов в сторону суши способствует большей устойчивости берега против влияния морской абразии. Наклон слоев в сторону моря способствует возникновению оползней и тем самым образованию оползневых форм рельефа береговых склонов. Простираание пластов пород перпендикулярно к береговой линии, с частой сменой их по степени прочности, способствует расчленению берегов. Происходит частое чередование мысов и бухт. Если чередующиеся свиты отличаются большей мощностью и пологим наклоном и, таким образом, выдерживаются на больших расстояниях вдоль берега, то формируются плавные очертания полого выступающих мысов и дугообразно вогнутых между ними интервалов береговой линии, соответствующих бухтам.

Берега продольные, нейтральные и берега сбросо-глыбовых областей. Значение тектонических условий очень сильно сказывается на формировании конфигурации береговой линии и характере берегового рельефа при действии факторов морской динамики. С учетом соотношения тектонических направлений и простираания береговой линии выделяется три главных типа берегов: продольные, поперечные и нейтральные.

Продольными называются берега, у которых положение береговой линии направлено параллельно простираанию осей приподнятых складчатых структур. Конфигурация таких берегов отличается слабой расчлененностью, береговой линии свойственны спокойные очертания. В таких берегах размыву подвергается на больших протяжениях один и тот же пласт горной породы. Из-за одинаковой скорости абразионного разрушения береговая линия носит

прямолинейный характер или полого изогнута. Продольные берега свойственны для тихоокеанских побережий, где складчатые структуры, как известно, вытянуты вдоль берегов и обрамляют их на западе и на востоке. Поэтому продольные берега в литературе часто называют Тихоокеанскими берегами. Примерами продольных берегов являются берега Скандинавии в Норвежском море, берега Черного моря в районе Кавказа, берега Балканского полуострова в Адриатическом море, берега Татарского пролива в районе хребта Сихотэ-Алинь.

Поперечными называют берега, у которых береговая линия расположена перпендикулярно к простиранию складчатых структур. Берега подобного типа отличаются расчлененностью. Это обусловлено тем, что в местах пересечения берегов с хребтами расположены выступы суши в сторону моря, мысы, полуострова и острова. Там, где к берегам подходят межгорные долины, море в сторону суши вдается в виде заливов. Кроме того, здесь на небольших протяжениях морской абразии подвергаются породы разной устойчивости, и степень расчлененности береговой линии еще более усиливается. Поперечные берега характерны для Атлантического и Индийского океанов. В литературе они получили название Атлантических берегов. Примеры поперечных берегов можно привести в районе Севастопольской бухты на Черном море; в районе побережья Марокко, где к морским берегам подходят хребты Атласских гор; на западном побережье Малой Азии в Эгейском море и в других местах.

Нейтральными берегами называются берега столовых стран, сложенных горизонтально залегающими пластами осадочных пород или пластами из лавовых покровов. В столь однообразных условиях под действием морской абразии происходит формирование нерасчлененных ровных берегов. Такими являются северные берега Черного и Азовского морей, берега плато Устюрт на Каспийском и Аральском морях.

Берега сбросово-глыбовых областей формируются в результате вертикальных блоковых перемещений в земной коре, сопровождаемых раздроблением отдельных блоков, с образованием систем многочисленных сбросов, разломов, зон нарушений. Формы береговой линии в плане, в указанных условиях, в значительной степени зависят от наличия и взаимного расположения систем линейных нарушений, часто пересекающихся между собой. Наблюдается наличие глубоких бухт, угловатость их очертаний. Наряду с глубокими бухтами много полуостровов, островов. Подобного типа берега имеют место в южной части полуострова Пелопоннес, в районах северного побережья Аральского моря.



Другим типом морских берегов кристаллических массивов с блоковой тектоникой является берег, ограниченный плоскостью сброса, с большой протяженностью. Примером такого берега является северное побережье Кольского полуострова. Берега этого типа почти всюду являются приглубыми и малоудобными для причалов и стоянки судов.

Коралловые берега и коралловые острова — атоллы. Образование коралловых берегов, построек из известняка или коралловых рифов происходит в результате жизнедеятельности коралловых полипов — мелких морских животных. Их существование в морской воде возможно только при определенных условиях, в том числе: при температуре воды не ниже  $20^{\circ}\text{C}$ , в тропических и экваториальных широтах, хорошей освещенности, достаточном содержании в воде растворенной извести и кислорода, при глубинах до 40—50 м. Принято выделять ряд типов коралловых рифов — береговые или окаймляющие рифы, барьерные и внутрелагунные рифы, кольцеобразные рифы или атоллы.

*Береговые* или окаймляющие рифы образуются непосредственно у берегов. По мере нарастания внешнего края у береговых рифов последние могут приобретать вид известняковых террас. При отливе они выступают непосредственно на поверхность. В таких условиях береговые рифы затрудняют доступ судов к берегу. Примерами береговых или окаймляющих рифов могут служить побережье Красного моря, а также районы у занзибарского берега Восточной Африки.

*Барьерные* рифы образуются на некотором расстоянии от берега, иногда даже на внешней части шельфа. Это грядообразные известняковые постройки либо сплошные, либо состоящие из отдельных, частью выступающих на поверхность гряд. Они вытянуты вдоль общего направления береговой линии. Большой барьерный риф или Большой барьер тянется вдоль восточного побережья Австралии на протяжении более двух тысяч километров. Ширина полосы воды, отделяющая его от берега, колеблется от 13 до 180 км. Пространство, отделяющее барьерный риф от берега, называется коралловой лагуной. Дно коралловой лагуны отличается наличием неровностей, остроконечных выступов, известных под названием *внутрелагунных* рифов.

Коралловые острова кольцеобразной формы или *атоллы* образуются при росте коралловых рифов вокруг какой-либо округлой подводной возвышенности, чаще всего вулканических конусов. Лагуны атоллов отличаются мелководностью. На их плоском дне имеются подводные и выступающие из воды остроконечные рифы и подводные углубления.

По гипотезе, высказанной Дарвином, образование атоллов, барьерных рифов и других рифов, выступающих из воды, происходит при колебательных движениях океанического дна. При погружении поверхности земной коры рифовые постройки приобретают большую мощность за счет их непрерывного нарастания, при поднятии образуются рифы, выступающие из воды. Некоторые исследователи допускают в качестве главной причины нарастания рифовых построек эвстатическое поднятие уровня Мирового океана.

Гайоты — плосковершинные горы — представляют собой рифовые постройки, скорость погружения которых, по-видимому (О. К. Леонтьев, 1963), оказалась больше скорости их нарастания в высоту, что привело к прекращению жизнедеятельности коралловых полипов. Такого типа рифовые постройки широко распространены в тропических широтах Тихого и Индийского океанов. Все это приводит к выводу о том, что характер рифовых построек и их состояние позволяют судить о новейших тектонических колебательных движениях поверхности земной коры в районах их распространения.

Морфологические особенности берегов поднятия. При молодых поднятиях выровненной поверхности морского дна береговая линия первоначально имеет характер прямой или весьма пологой кривой. Ближайшая часть суши, примыкающая к береговой линии, в это время представляет низменную плоскую поверхность, которая, поднимаясь над уровнем моря, образует приморскую, первичную равнину. За счет такой равнины происходит наращивание протяженности суши в сторону моря. По поверхности вновь образовавшейся суши реки, ранее впадавшие в море, удлиняются вслед за отступанием береговой линии. Это является примером того, что удлинение рек происходит не только путем регрессивной эрозии, но и при отступании береговой линии; реки как бы тянутся за отступающей береговой линией. Если поднятие суши происходит в несколько этапов, то свидетельством каждого этапа будут являться соответствующие им в профиле морского берега террасы. В поперечном профиле абразионного берега, как это уже подробно было описано выше, выделяются пляж, волноприбойная ниша и над ней — нависший береговой выступ.

Морфологические особенности берегов погружения. Суша, приподнятая над уровнем моря, испытывает расчленение под действием экзогенных процессов, и в первую очередь под влиянием врезания речных долин. В результате такого расчленения к морю подходят водораздельные возвышенности и разделяющие их понижения речных долин. При погружении рас-

члененной суши море, вторгаясь, затопливает ее понижения, образуя бухты и заливы. При этом водораздельные возвышенности вдаются в море в виде полуостровов, а при их расчленении — в виде цепи островов. В результате береговая линия в плане приобретает сложный извилистый характер. Процесс частичного затопления морем низменной суши известен как ингрессия моря, т. е. вторжение моря в пределы суши. В свою очередь берега погружения получили название ингрессионных берегов. На подобных берегах, в пределах подводного склона, часто можно наблюдать следы погруженных древних береговых линий. Такими следами могут являться ступенеобразные поверхности погруженных древних морских террас, перегибы в профиле подводного склона, полосы грубообломочных отложений или ряды скалистых останцов.

Главнейшие типы ингрессионных морских берегов. Берега погружающейся суши обладают большим разнообразием. Последнее определяется тем, что подтоплению подвергается рельеф суши различного происхождения. По этому признаку выделяется ряд типов ингрессионных берегов, главными из которых являются: далматский, кала, фиордовый, шхерный, риасовый, лиманный, лагунный, маршевый, шермовый, аральский.

*Далматский* тип формируется при процессах погружения продольного берега молодой складчатой суши. Море частично затопливает горную страну с продольными и поперечными речными долинами. При этом образуются полуострова, острова, глубоко вдающиеся бухты, вытянутые вдоль общего простирания продольного берега и господствующего простирания горно-складчатых сооружений. Проливы и заливы отличаются глубиной и удобствами для строительства портов и движения крупных морских судов. Примерами берегов этого типа являются районы восточного побережья Адриатического моря, юго-западная часть южного острова Новая Земля.

Под типом *кала* известны часто расположенные, небольшие бухты с отвесными берегами, разделенные острыми мысами. Благодаря частому расположению бухт морской берег приобретает своеобразный зубчатый характер. Образование подобного типа берега, как считают, произошло в несколько этапов. Сначала произошло образование эрозионных крутых долин в условиях поднятия высокого берега. При последовавшем затем опускании берега море затопило устья молодых долин и с помощью абразии разработало их в небольшие, но довольно глубокие бухты. Примеры подобных берегов описаны на островах Балеарских, Мальте, в Алжире.

*Фиордовый* тип характеризуется наличием узких глубоко вдающихся в сушу заливов, ограниченных высокими, крутыми, скалистыми берегами. Глубины некоторых фиордов составляют более

тысячи метров, высота отвесных берегов — более тысячи метров, длина вглубь суши — более двухсот километров. Фиорды обычно приурочены к тектоническим впадинам — грабенам, обработанным ледником и эрозией речных потоков. По морфологическим особенностям фиорды представляют затопленные морем трюги. Распространение берегов фиордового типа приурочено к морским побережьям возвышенной суши, в четвертичном периоде покрывавшейся ледником. Берега фиордового типа получили развитие в Скандинавии, на мурманском побережье, на Новой Земле, Чукотском полуострове, Тасмании, Новой Зеландии, северном побережье Канады, в Гренландии, Шотландии, Исландии и в ряде других мест.

*Шхерные* берега отличаются сложным разнообразием расположения множества островков, полуостровов, заливов, проливов, подводных банок. Они формируются в результате подтопления морем суши с рельефом бараньих лбов, курчавых скал, друмлин. Примеры таких берегов наблюдаются на Аландских островах, на побережье юго-западной Финляндии, в Швеции, на некоторых побережьях Белого моря. Такие берега для навигации являются опасными, при проводке судов используются специальные лоцманы.

*Риасовый* тип формируется при процессах погружения поперечного берега, горно-складчатые сооружения которого пересекают береговую линию под прямым углом. Море вступает в нижние части межгорных понижений, к которым приурочены эрозионные речные долины, и подтапливает их устья. Образовавшиеся бухты обычно имеют клиновидные очертания. Водораздельные поднятия, хребты, отдельные горы, возвышенности в условиях ингрессии моря образуют полуострова и острова. Примеры риасового типа берегов можно наблюдать на северо-западном побережье Испании, там, где к нему подходит продолжение Кантабрийских гор; на побережьях Корнуэлла, Уэльса, Южного Китая.

*Лиманные* берега образуются при подтоплении морем устьев рек в условиях погружения столовых стран. При образовании пересыпи лиман может быть полностью отделен от моря. В приливных морях наличие приливо-отливных течений препятствует полному закрытию лимана. Примерами указанного типа берегов являются лиманы на северных побережьях Черного и Азовского морей. Следует сказать, что по условиям судоходства бухты, приуроченные к риасам—устьям рек, к лиманам, являются очень удобными местами для стоянки судов.

*Лагунный* тип образуется в тех случаях эволюции берега, когда бухты, лиманы отделяются от открытого моря. Вход в бухту, в лиман может быть перекрыт после образования косы и превращения ее в пересыпь, соединившую противоположные стороны

бухты. Образование бара на пологом подводном склоне и причленение его к выдающимся выступам берега приводит к образованию лагуны. Пересыпи, бары бывают прорезаны протоками, соединяющими лагуну с открытым морем. Лагуна постепенно мелеет за счет поступающих в нее наносов. Источником поступления наносов является река, перед устьем которой образуется дельта. Затем наносы приносятся приливными течениями через протоки в бара. Наконец, под влиянием ветров, дующих в сторону суши, происходит постепенное перемещение бара. При постепенном обмелении лагуны, начиная с появления на илистых грунтах наземной солелюбивой растительности, она превращается в марш.

*Маршевый* тип берега является последующей стадией развития лагунного берега. Этот тип образуется после того, как перемещение наносов с внешней стороны пересыпи на внутреннюю ее сторону приведет к заполнению изолированного водного пространства акватории лимана или лагуны. Последние постепенно превращаются в заболоченную низменность—марш. На поверхности маршей обычно поселяется солелюбивая растительность. Заполнение их водой происходит только при очень высоких приливах. Подобного типа берега наблюдаются на побережьях, лежащих ниже уровня моря,—Северной Германии (ФРГ), Голландии; низменности маршей огораживают дамбами и после мелиорации используют для сельского хозяйства. Образование маршей может происходить обязательно на берегах опускания, но и вообще в районах аккумулятивных берегов на побережьях приливных морей. В этих случаях марши представляют верхнюю часть приливо-отливной полосы, затопляемую только при самых высоких приливах и нагонах. Марши известны на атлантическом побережье Франции, на берегах Англии.

Берега *аральского* типа формируются при подтоплении морем, по понижениям между буграми и грядами, песчаной пустыни. Под действием морской абразии такой тип рельефа быстро исчезает, происходит его выравнивание. Примеры его наблюдаются на восточном побережье Аральского моря, юго-востоке Каспия.

*Шермовый* тип берегов Красного моря формируется в условиях блоковых смещений, сопровождаемых многочисленными более мелкими движениями. Для таких берегов характерно наличие врезанных в коралловые рифы, окаймляющие сушу, угловатых бухт. Предполагается, что их происхождение связано с недавними блоковыми опусканиями и формированием грабена Красного моря. Эти бухты представляют удобные места якорных стоянок небольших судов. Для крупных океанских судов они недоступны. Другим примером сбросово-глыбового расчленения являются берега Халкидонского полуострова на северо-западе Эгейского моря. В его южной части вдаются в море три узких полуострова,

образованных за счет горстов, их разделяют заливы, сформировавшиеся за счет блоковых опусканий.

В заключение следует сказать, что формирование рельефа морских берегов происходит под воздействием сложной совокупности разнородных геологических факторов. Влияние эндогенных факторов выражается в колебательных движениях земной коры, поднятиях и опусканиях, в воздействии на нее процессов вулканизма и землетрясений. Под влиянием экзогенных факторов, действующих в условиях суши, на морских берегах развиваются процессы денудации. Наконец, на все это накладывается влияние факторов морской динамики, волнений, течений, приливов и отливов, а также эвстатических колебаний уровня. В конечном итоге процессы абразии и аккумуляции приводят к постепенному выравниванию береговой линии. Это состояние морских берегов вновь нарушается при вертикальных колебательных движениях земной коры или эвстатических изменениях уровня Мирового океана, создающих новые условия для их преобразования. Следовательно, развитие формы и планового расположения морских берегов является как бы одной из частных сторон общего геологического развития земной коры. Таким образом, объяснить особенности формирования рельефа морских берегов возможно только с помощью комплексного анализа, с учетом данных геологии, геофизики, морской гидрологии, гидрологии суши.

---

## СОДЕРЖАНИЕ

### Основы геологии

|                                |      |
|--------------------------------|------|
| 1. Введение                    | 3    |
| 2. Геологические процессы      | 9    |
| 3. Тектоника и горообразование | 11 ✓ |
| 4. Вулканизм                   | 29 ✓ |
| 5. Землетрясения               | 42 ✓ |

### Основы геоморфологии

|  |    |
|--|----|
| 1. Введение  | 55 |
| 2. Водноэрозионные и водноаккумулятивные (флювиальные) формы рельефа | 6  |
| 3. Карстовые формы рельефа   | 83 |
| 4. Ледниковые формы рельефа  | 8  |
| 5. Формы рельефа горных стран  | 10 |
| 6. Морфология морских берегов  | 10 |

---

Редактор — Ю. П. Андрейков